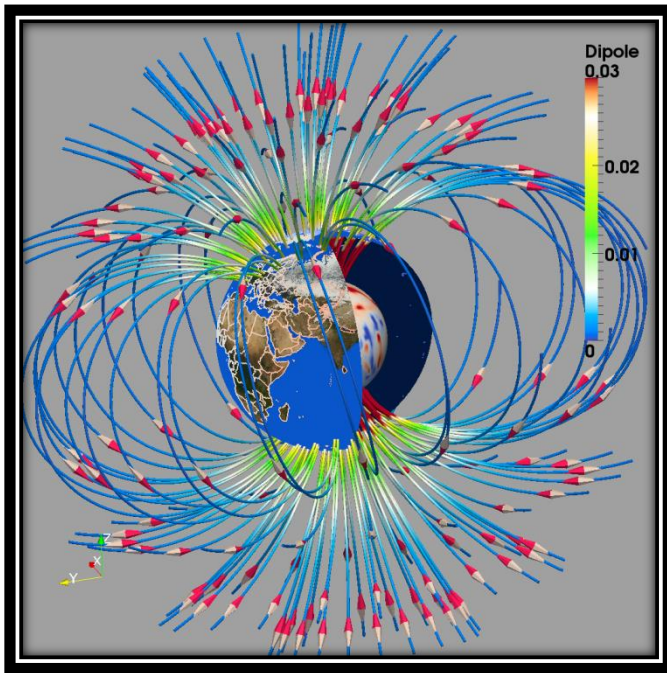


Momento dipolar virtual del campo magnético terrestre (últimos 3000 años). Aplicaciones en Paleoclimatología

Virtual dipole moment of the Earth's magnetic field (last 3000 years). Applications in Paleoclimatology



Trabajo de Fin de Máster

Saioa Arquero Campuzano



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE
MADRID

Directores:

Dra. María Luisa Osete López

Dr. Francisco Javier Pavón Carrasco

Dr. Jesús Fidel González Rouco

Máster en Geofísica y Meteorología
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid

Convocatoria: Septiembre 2013
Calificación: 9.9 (Sobresaliente)

Correo: sacampuzano@ucm.es / mlosete@ucm.es / javier.pavon@ingv.it / fidelgr@ucm.es

Agradecimientos

Me gustaría agradecer este trabajo en primer lugar a mis tres directores, Marisa, Javi y Fidel, por sus constantes consejos, su apoyo y las discusiones mantenidas, que han ayudado a conseguir el resultado que a continuación se presentará.

Con respecto a mis compañeros y amigos, no puedo olvidarme de aquellos que han hecho que este trabajo resulte más gratificante, si cabe. Mis compañeros de despacho, Sara y Javi; mis compañeras de fatigas, Irene y Laura; o aquellos que, cuando no estaba en el trabajo, aguantaron mis conversaciones acerca del mismo, Miguel, Laura, Violeta, Javi CS, Pablo e Iris.

Mis agradecimientos más cercanos y profundos son a mi familia y, por supuesto, a *mi* Javi. Los que más me han sufrido deben tener esta mención aparte. Es lo más justo.

Sé que, muy posiblemente, me deje a gente por el camino a los que también se lo debería agradecer. Para ellos, y para los ya mencionados, sólo me queda añadir:
Muchas gracias a todos, por todo.

Por último, pero no por ello menos importante, agradecer al Departamento de Geofísica y Meteorología su colaboración, facilitándome los recursos disponibles para hacer mi trabajo más fácil. Así como al Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España, por financiar mi investigación gracias a la beca BES-2012-052991 de Formación de Personal Investigador, asociada al proyecto CGL2011-24790.

Keywords: geomagnetism, palaeomagnetism, archaeomagnetism, geomagnetic dipole moment, geomagnetic field modelling, palaeoclimatology

Palabras clave: geomagnetismo, paleomagnetismo, arqueomagnetismo, momento dipolar geomagnético, modelado del campo geomagnético, paleoclimatología

Nota: La imagen de la portada fue tomada del Centro Nacional Suizo de Supercomputación (Swiss National Supercomputing Centre, CSCS):

Dirección web: http://user.cscs.ch/fileadmin/user_upload/customers/users_entry_point/pictures/Visualization/Gallery/GeoPhysics.png

Siendo así no original de la autora del presente trabajo.

Índice

Agradecimientos	i
Lista de Acrónimos	v
Abstract	I
Resumen	III
Capítulo 1. Antecedentes y Motivación	1
1.1. Antecedentes	1
1.1.1. Sobre la posible relación entre el campo magnético terrestre y el clima	1
1.1.2. Acerca de la actual distribución de la base de datos paleomagnéticos del Holoceno.	5
1.1.3. Acerca de la actual computación del momento dipolar.....	7
1.2. Motivación y Objetivos	9
Capítulo 2. Resultados I: Evaluación de la contribución no dipolar al VADM y VDM.....	11
2.1. Estimación de la contribución no dipolar en el periodo de 1900 a 2010 a partir de datos sintéticos	12
2.2. Estimación de la contribución no dipolar durante los últimos 3000 años.....	13
Capítulo 3. Resultados II: Efectos de la actual distribución espacial y temporal de la base de datos paleomagnéticos.....	17
3.1. Análisis del efecto regional	18
3.2. Promediado del efecto regional	20
Capítulo 4. Criterios de calidad de las curvas del momento dipolar en las reconstrucciones de la actividad solar y en el estudio de la posible relación del CMT con el clima	25
4.1. Corrección del campo magnético terrestre en la producción de isótopos cosmogénicos.....	25
4.2. Variaciones del campo magnético terrestre y variabilidad climática	28
4.3. Primer protocolo de criterios de calidad para estudios del CMT relacionados con el clima.....	33
Conclusiones y trabajo futuro.....	35
Referencias.....	37
Apéndices	39
Apéndice A.....	41
Apéndice B.....	53
Apéndice C.....	57

Lista de Acrónimos

A continuación se presentan los acrónimos más utilizados a lo largo del texto:

CMT	Campo Magnético Terrestre	VDM_i	<i>Virtual Dipole Moment</i> determinado a partir de datos en un punto <i>i</i>
SHA	<i>Spherical Harmonic Analysis</i> (Análisis Armónico Esférico)	VADM_s	<i>Virtual Axial Dipole Moment</i> determinado a partir de datos sintéticos
SCHA	<i>Spherical Cap Harmonic Analysis</i> (Análisis Armónico de Casquete esférico)	VDM_s	<i>Virtual Dipole Moment</i> determinado a partir de datos sintéticos
PI(R)C	Producción de Isótopos (o Radionúclidos) Cosmogénicos	VADM_{is}	<i>Virtual Axial Dipole Moment</i> en un punto concreto <i>i</i> determinado a partir de datos sintéticos
TSI	<i>Total Solar Irradiance</i> (Irradiancia Solar Total)	VDM_{is}	<i>Virtual Dipole Moment</i> en un punto concreto <i>i</i> determinado a partir de datos sintéticos
TRM	Termorremanencia	VADM_{sg}	<i>Virtual Axial Dipole Moment</i> determinado a partir de datos sintéticos y con el esquema de regionalización de Genevey et al. (2008)
DRM	<i>Detrital Remanent Magnetism</i> (Magnetismo Remanente Depositional)	VDM_{sg}	<i>Virtual Dipole Moment</i> determinado a partir de datos sintéticos y con el esquema de regionalización de Genevey et al. (2008)
pDRM	<i>Post-depositional Detrital Remanent Magnetism</i> (Magnetismo remanente post-deposicional)	M_{nd}	Momento asociado a contribución No Dipolar
AD	<i>Axial Dipole</i> (Dipolo Axial)	M_{nda}	Momentos asociado a contribución No Dipolar Axial
NAD	<i>Non Axial Dipole</i> (Dipolo No Axial)	GND(A)	Grado de No Dipolaridad (Axial)
ADM	Momento dipolar axial (<i>Axial Dipole Moment</i>). Determinado a partir de los coeficientes de Gauss	IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i> (Campo Geomagnético Internacional de Referencia)
DM	Momento dipolar (<i>Dipole Moment</i>). Determinado a partir de los coeficientes de Gauss	IAGA	<i>International Association of Geomagnetism and Aeronomy</i> (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía)
VADM	<i>Virtual Axial Dipole Moment</i> (Momento Dipolar Virtual Axial). Promedio global		
VDM	<i>Virtual Dipole Moment</i> (Momento Dipolar Virtual). Promedio global		
VADM_i	<i>Virtual Axial Dipole Moment</i> determinado a partir de datos en un punto <i>i</i>		

Abstract

Gallet et al. (2005) proposed a relationship between the intensity of the geomagnetic field and the past climate. They used the advance and retreat of Alpine glaciers like climate proxy and regional paleointensity data (France). This kind of correlations between the geomagnetic field (through the intensity or magnetic dipole moment) and some climate proxies, like the rate of production of isotopes, seems also observe (e.g. Carcalliet et al., 2004). However, these studies have a problem. Some of these isotopes, such as ^{10}Be , are affected by the geomagnetic field. They are cosmogenic isotopes or radionuclides. If the intensity of the geomagnetic field is high, then less cosmic rays achieve go into atmosphere and, therefore, less rate of production of cosmogenic isotopes (Snowball and Mucheler, 2007). On the other hand, this rate of production of cosmogenic isotopes is also affected by the solar magnetic field. So, the correction of the rate of production of cosmogenic isotopes by the geomagnetic field can provide reconstructions of the solar activity (e.g. Snowball and Mucheler, 2007; Roth and Joos, 2013). Thus, as in the study of the possible relationship of the geomagnetic field and past climate as in the reconstructions of solar activity in paleoclimatology, the well-knowledge of the geomagnetic field variability is fundamental.

This is possible through the dipole moment. The computation of the dipole moment is achieved from two different methods: i) from paleomagnetic data directly. The result is known as the virtual dipole moment; ii) from a model of the geomagnetic field. This method employs the dipole coefficients of the model to calculate the dipole moment. These methodologies to compute the dipole moment have two main limitations: a) the non-dipole contribution effect and b) the regional effect due both non-dipole contribution and the inhomogeneous, temporal and spatial, distribution of the database. The objective of the present work is carry out a comprehensive analysis of the methods of dipole moment computation, and quantify the errors introduced in this calculation due to these limitations.

In the last century, the non-dipole effect is less of 5%, but the regional effect associated with this non-dipole contribution is very important (20% or more), especially in Europe and South America, associated mainly with the quadrupole and octupole contribution.

The regional effect due to the inhomogeneous database is studied from the scheme proposed by Genevey et al. (2008). Thus, we will see that the overestimation of the areas with more available data is not resolved with this kind of scheme.

Finally, we will provide a first protocol with quality criteria to carry out the reliable computation of the dipole moment in the works about the reconstructions of solar activity from correction of the geomagnetic field and the possible relationship between this field and the past climate on the Earth.

Resumen

Gallet et al. (2005) propusieron una relación entre la intensidad del campo magnético terrestre y el clima. Utilizaron como proxy paleoclimático el avance y retroceso de glaciares alpinos (épocas frías/cálidas) y datos de paleointensidad regionales (Francia). Otros autores (e.g. Carcalliet et al., 2004) también observaron correlaciones entre las variaciones del campo geomagnético (intensidad o momento magnético dipolar) y algunos proxies climáticos basados en el ritmo de producción de isótopos. Estos últimos estudios presentan un problema fundamental: algunos de estos isótopos, como el ^{10}Be , están afectados por el campo geomagnético (los isótopos o radionúclidos cosmogénicos). Cuanto mayor sea la intensidad del campo, menor será la cantidad de rayos cósmicos que logren penetrar en la atmósfera y menor será la producción de estos isótopos (Snowball y Mucheler, 2007). Como esta producción está afectada también por la intensidad del campo magnético del Sol, la corrección por el campo geomagnético es indispensable para poder reconstruir la actividad solar (e.g. Snowball y Mucheler, 2007; Roth y Joos, 2013). Por tanto, tanto en el estudio de la posible relación entre el campo magnético terrestre y el clima, como en reconstrucciones de la actividad solar, el correcto conocimiento del campo geomagnético es crucial.

El parámetro a determinar es el momento dipolar. La determinación del mismo se puede llevar a cabo de dos maneras distintas: i) A partir de promedios de datos paleomagnéticos obteniendo el denominado momento dipolar virtual; y ii) a partir de los coeficientes dipolares de un modelo de campo geomagnético. Estas metodologías presentan dos limitaciones fundamentales: a) el efecto de la contribución no dipolar y b) el efecto regional asociado a la contribución no dipolar y a la inhomogénea distribución (tanto espacial como temporal) de las bases de datos. El objetivo de este trabajo es el análisis detallado de los actuales métodos de computación del momento dipolar y la cuantificación de los errores asociados.

En el último siglo el efecto no dipolar es pequeño, no supera el 5%, pero el efecto regional asociado a estos términos es muy notable, pudiendo alcanzar valores superiores al 20%. El efecto regional más elevado se ha observado en Europa y Sudamérica debido a los términos cuadrupolar y octupolar. Encontrando incluso variaciones regionales de tendencias opuestas a la variación global (caso de Europa).

El efecto regional asociado a la inhomogeneidad de la base de datos se enfoca siguiendo el esquema de regionalización de Genevey et al. (2008). Los resultados muestran que este método no consigue eliminar los efectos regionales: se siguen sobreestimando las regiones con mayor cantidad de datos.

Finalmente, se propone un primer protocolo que establece unos criterios de calidad para determinar el momento dipolar. Protocolo que debería emplearse para corregir los ritmos de producción de isótopos cosmogénicos y para investigar la posible relación entre el campo geomagnético y el clima pasado de la Tierra.

Capítulo 1

Antecedentes y Motivación

1.1. Antecedentes

En el año 1600 William Gilbert (1544-1603) propuso en su obra “*De Magnete*” (Gilbert, 1600) que la Tierra se comportaba como un gran imán. Este trabajo es considerado el punto de partida fundamental en el estudio del campo magnético terrestre (CMT). El segundo gran impulso del geomagnetismo fue aportado en 1839 por Carl Friedrich Gauss (1777-1855), quien introdujo una formulación matemática basada en el análisis de armónicos esféricos (SHA, en sus siglas en inglés) para estudiar el CMT observado en superficie. A partir de él, descubrió que dicho campo era fundamentalmente de origen interno y, aproximadamente el 90% se explicaba con un campo dipolar. Dicho campo podía asociarse, como mejor aproximación, a un dipolo situado en el centro de la Tierra e inclinado $\sim 11^\circ$ respecto al eje de rotación del planeta. Dada la importancia de la contribución dipolar en el CMT, el conocimiento del momento magnético asociado a ese dipolo es de gran interés para las Ciencias de la Tierra, en general, y para el Geomagnetismo, en particular.

En este trabajo se pretende dar una visión lo más global posible acerca de los actuales problemas que presenta la computación de este momento dipolar, así como sus posibles efectos en otros estudios vinculados a ramas de las Geociencias distintas del Geomagnetismo como, por ejemplo, en Paleoclimatología.

1.1.1. Sobre la posible relación entre el campo magnético terrestre y el clima

Durante los últimos años, una nueva idea se ha ido abriendo camino entre la comunidad científica que estudia el comportamiento del CMT durante los últimos milenios. El punto de partida fue un trabajo publicado por Gallet et al. (2005), en el que correlacionaba la intensidad (F) del CMT en París, con eventos fríos y cálidos de los últimos 1000 años (Fig.1.1) determinados a partir del avance y retroceso de glaciares alpinos (Holzhauser et al., 2005).

Este trabajo fue ampliamente debatido por la comunidad científica. En primer lugar por la escasez de datos de intensidad empleados, debido a los estrictos criterios de calidad impuestos por los autores y, en segundo lugar por el tipo de datos paleoclimáticos utilizados.

Pavón-Carrasco et al. (2008) realizó un estudio análogo al de Gallet et al. (2005), pero a partir de un modelo regional europeo del CMT (válido para los últimos 2000 años) en el que utilizó la más completa base de datos de intensidad existente hasta ese año (Korte et al., 2005; Gallet et al., 2005 y Gómez-Paccard et al., 2006). Obteniendo resultados similares a los de Gallet et al. (2005) (Fig. 1.2). La posible relación entre las variaciones del CMT y el

clima es un tema candente en el área de las ciencias de la Tierra que aún no está resuelto (e.g. Courtillot et al., 2007).

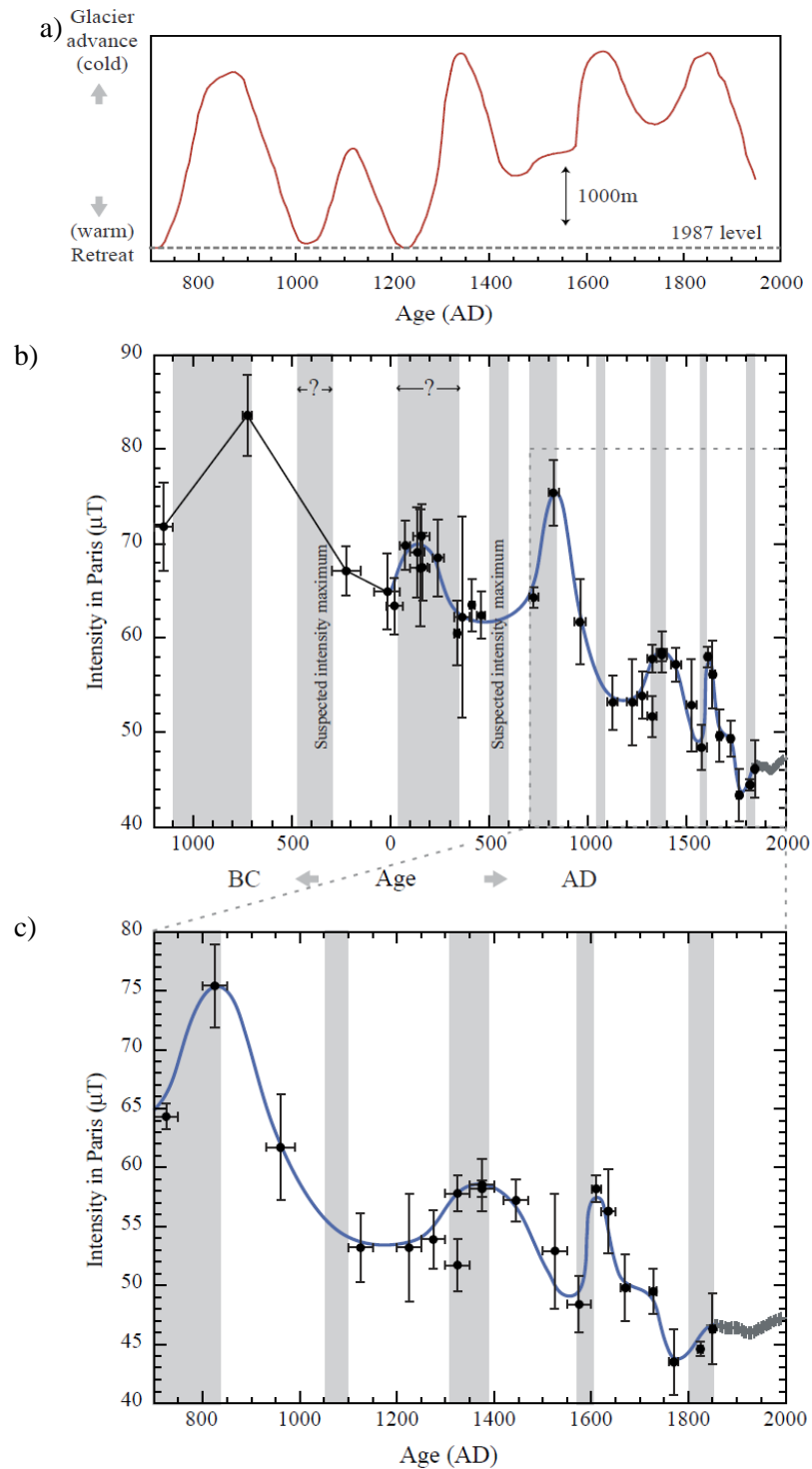


Fig. 1.1. (a) Comportamiento del avance y retroceso de glaciares desde el año 700 al 2000. (b) Intensidad del CMT en París durante los últimos 3000 años y (c) desde el año 700 al 2000. Los puntos negros corresponden a los datos de intensidad cuyos criterios de calidad son aceptables, junto con sus respectivas barras de error, tanto en tiempo como en intensidad. En azul se muestra el ajuste a los datos seleccionados. Las bandas oscuras representan épocas frías correspondientes a avance de glaciares, mientras que las bandas claras están asociadas a épocas cálidas, vinculadas a retroceso de glaciares. **Fuente:** Gallet et al. (2005).

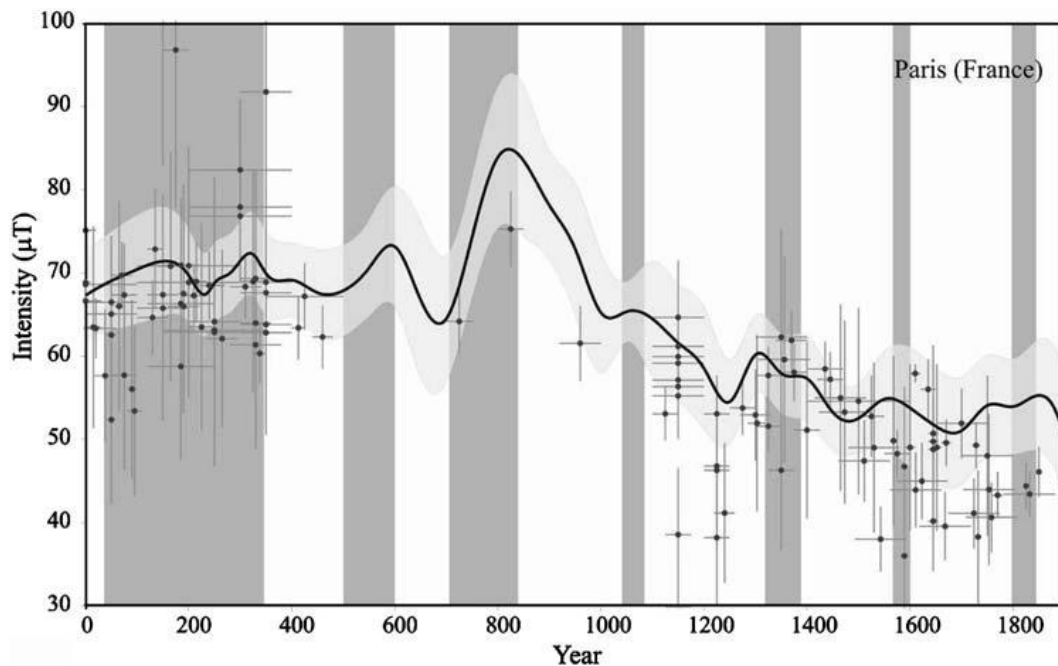


Fig. 1.2. Curva de intensidad centrada en París (Francia), junto con su respectiva banda de error, generada por el modelo SCHA.DI.00-F (Pavón-Carrasco et al., 2008). Los datos de intensidad de Europa Occidental (Korte et al., 2005; Gallet et al., 2005; Gómez-Paccard et al., 2006) fueron relocalizados en París. Las variaciones climáticas corresponden a avance y retroceso de glaciares Alpinos como en Gallet et al. (2005). Los periodos fríos corresponden a las bandas sombreadas. **Fuente:** Pavón-Carrasco et al. (2008).

Otros autores, como Carcaillet et al. (2004), empezaron también a advertir una posible relación de algunos proxies climáticos (basados en diferentes tipos de isótopos como el Be, C,...) con el CMT. En sus trabajos estudian el ritmo de producción del berilio (Be) a través del ratio entre el ^{10}Be (de origen cosmogénico) y el ^9Be (utilizado para evitar efectos perturbadores), mediante el análisis de núcleos sedimentarios recogidos en el margen portugués y que abarcan los últimos 300 ka. Su objetivo es evaluar las relaciones entre este cociente y las variaciones del momento geomagnético. Para ello comparan el ritmo de producción de estos isótopos con los valores de paleointensidad relativa del CMT y/o con el momento magnético dipolar. Los valores de paleointensidad relativa fueron obtenidos de los mismos núcleos sedimentarios de los que extrajeron los isótopos de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. El resultado de su trabajo les permitió identificar ocho excursiones geomagnéticas (caracterizadas por una caída de la paleointensidad), que se correlacionaban con fases de sobreproducción del ^{10}Be .

Además de esta relación, los autores investigaron si existía una conexión entre el ratio de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ y el clima pasado de la Tierra. La relación del ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ presenta generalmente significativos incrementos correspondiendo con condiciones interglaciales del clima. Tal correlación fue atribuida a una dependencia de los flujos de ^{10}Be con la alternancia de épocas glaciales e interglaciales. En su trabajo, Carcaillet et al. (2004) compararon los ratios $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ con un proxy climático tradicionalmente empleado como indicativo de épocas glaciales e interglaciales, el $\delta^{18}\text{O}$, encontrando una buena correlación, pero no perfecta. Ya que observaron que las amplitudes de las variaciones no eran comparables en algunos eventos estudiados. Estos autores llegaron a la conclusión de que es probable que la variabilidad climática no sea el principal parámetro de forzamiento vinculado con el ritmo de producción de ^{10}Be . Por último, sus resultados sugieren que los mínimos de momento magnético dipolar (máximos de producción de ^{10}Be) asociados con

excursiones del CMT ocurren durante, o al final de, épocas cálidas (interglaciales o interestadiales).

Sin embargo, en este tipo de trabajos surge un problema: los proxies paleoclimáticos relacionados con la producción de isótopos (o radionúclidos) cosmogénicos, PI(R)C (como el Be o el C) dependen tanto del CMT como del campo magnético solar. Estos isótopos se forman cuando partículas altamente energéticas, como las que conforman los rayos cósmicos, llegan a la atmósfera terrestre. Allí estas partículas comienzan a chocar con los átomos y moléculas presentes, creándose nuevas partículas denominadas isótopos o radionúclidos cosmogénicos (debido a sus orígenes cósmicos).

Cuando los rayos cósmicos, procedentes del Medio Interestelar (MIE) llegan al Sistema Solar (SS), el campo magnético que produce nuestra estrella impide que muchas de esas partículas altamente energéticas alcancen la Tierra, ya que genera un “escudo” magnético denominado heliosfera. Como nuestro planeta posee su propio campo magnético, también produce un “escudo” (la magnetosfera) que nos protege más aún de los rayos cósmicos. Cuando la intensidad de estos campos magnéticos es baja, la cantidad de partículas altamente energéticas que logran llegar a la Tierra es alta, aumentando el ritmo de PI(R)C. Lo contrario ocurrirá cuando las intensidades de los campos magnéticos solar y terrestre sea alta, ya que la cantidad de rayos cósmicos que lograrán penetrar en la atmósfera de la Tierra será menor y la PI(R)C disminuirá (Snowball y Mucheler, 2007).

Esto significa que los proxies climáticos basados en isótopos cosmogénicos, al estar afectados por el CMT, deben ser corregidos por la intensidad del mismo para poder ser utilizados en estudios de paleoclimatología. La idea es que si se logra corregir este ritmo de PI(R)C adecuadamente por el CMT, entonces la influencia restante será debida únicamente al Sol. Por lo tanto, a partir de esta PI(R)C, se podrían obtener reconstrucciones de la actividad solar, y, a partir de ésta, otros parámetros como la irradiancia solar total (TSI, en sus siglas en inglés) y las temperaturas atmosféricas de superficie (TAS) (e.g. Snowball y Mucheler, 2007; Roth y Joos, 2013).

Es, por tanto, fundamental poseer un buen conocimiento del momento magnético de la Tierra y, en particular, del momento dipolar, ya que representa, actualmente, aproximadamente el 90% de la contribución total del campo de origen interno. Así, se conseguirán establecer buenas correcciones en la PI(R)C e investigar la posible relación entre las variaciones del CMT y las variaciones paleoclimáticas.

En este trabajo se pretende realizar un análisis completo acerca del conocimiento que en la actualidad poseemos de estas variaciones del momento dipolar, la forma de computar este parámetro y las limitaciones y problemas asociados con su estimación. Cuantificaremos los errores asociados a los diferentes métodos y trataremos de dilucidar la mejor forma de corregir por el CMT en estudios de paleoclimatología vinculados con las reconstrucciones solares, así como la mejor estimación del momento dipolar para correlacionar con el clima.

1.1.2. Acerca de la actual distribución de la base de datos paleomagnéticos del Holoceno

Los datos paleomagnéticos en el Holoceno (últimos 12 ka) provienen de tres tipos de materiales: arqueológicos (que hayan experimentado fuertes calentamientos), volcánicos y sedimentarios. Para determinar la paleointensidad, los materiales más adecuados son los dos primeros, ya que el origen de la magnetización es una termorremanencia (TRM) que registra la intensidad del CMT durante el último enfriamiento de las estructuras. Por su parte, los registros sedimentarios sólo pueden aportar información sobre la paleointensidad relativa debido al origen de su magnetización: deposicional o post-deposicional (DRM, pDRM) (Butler, 1998). Además, mientras que los dos primeros tipos de materiales registran la intensidad del CMT en un periodo corto (de alrededor de 1 día en los materiales arqueológicos calentados, o varios días en coladas volcánicas), el proceso de adquisición de la magnetización deposicional conlleva un retardo en el bloqueo de la magnetización que no está bien establecido. Por lo que los registros sedimentarios proporcionan una señal magnética suavizada y promediada en el tiempo (Pavón-Carrasco et al., 2010).

Por otro lado, los estudios de paleointensidad requieren de un procesado en el laboratorio mucho más complejo que el de los datos direccionales (D e I). Posibles alteraciones químicas, existencia de fuertes anisotropías (no adecuadamente corregidas) o presencia de granos multidominio pueden producir datos erróneos (ver, por ejemplo, Chauvin et al., 2000; Genevey et al., 2008). Esto conlleva un importante problema: no todos los datos de la actual base de datos paleomagnéticos son fiables. Fundamentalmente los datos más antiguos. Por lo que frecuentemente se establecen criterios de selección que disminuyen considerablemente la base de datos de paleointensidad de alta calidad (ver, por ejemplo Gómez-Paccard et al., 2012).

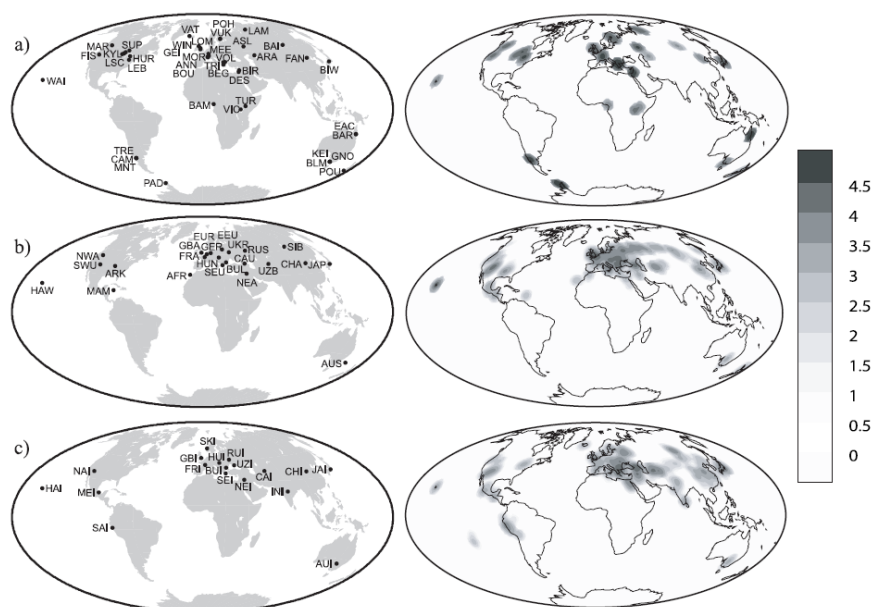


Fig. 1.3. Distribución espacial de la base de datos paleomagnéticos desde el 5000 a.C. al 1950 d.C. Localizaciones de la compilación global de los datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos. Sitios (a) lacustres y volcánicos, (b) datos direccionales arqueomagnéticos y volcánicos y (c) datos de arqueointensidad y volcánicos. A la izquierda, se representan las localizaciones de los datos anteriormente mencionados, mientras que a la derecha se muestra la concentración de los mismos, dada como el logaritmo decimal de una función de densidad de probabilidad Fisheriana, $\log_{10}C(\lambda, \phi)$, en función de la latitud y la longitud de los datos en el intervalo temporal estudiado. **Fuente:** Korte et al. (2005).

Si observamos las Figs. 1.3 y 1.4 podremos comprender el gran problema de las bases de datos paleomagnéticos: su escasez y su heterogénea distribución espacial y temporal. En primer lugar se observa que la base de datos dista mucho de ser espacialmente homogénea (Fig. 1.3). Vemos que la mayor parte de los datos se encuentran en la zona de Eurasia Occidental, y que en el Hemisferio Sur hay una casi total falta de ellos.

Por otro lado, nos encontramos con el problema de la distribución temporal inhomogénea (Fig. 1.4). La mayor parte de los datos se centran en el último milenio. Dado que es fundamental estudiar el comportamiento del momento dipolar a lo largo del tiempo y descubrir si actuales comportamientos ya ocurrieron en el pasado, esta limitación es muy importante.

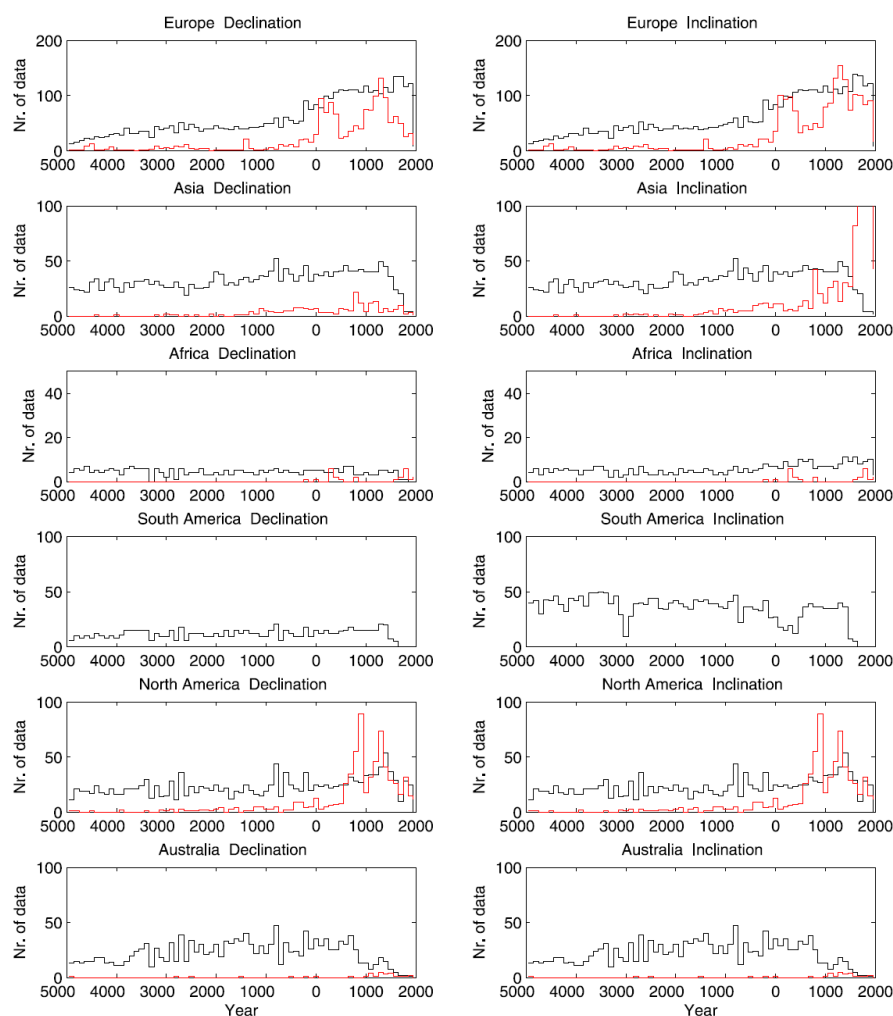


Fig. 1.4. Distribución temporal de la base de datos paleomagnéticos. Histogramas de datos de (izquierda) declinación y (derecha) inclinación a lo largo de los últimos 7000 años. En negro se representan los datos sedimentarios lacustres y en rojo los datos arqueomagnéticos. Nótese las diferentes escalas en el eje de ordenadas.
Fuente: Korte et al. (2005).

Se observa también que, según el tipo de dato paleomagnético, esta distribución temporal varía. Así, los datos arqueomagnéticos se concentran en los últimos 3000 años, mientras que los datos sedimentarios tienen una distribución más completa tanto espacial como temporalmente. Sin embargo, como ya hemos indicado, los datos sedimentarios tienen un efecto de suavizado debido al propio proceso de imanación (ver Fig. C.1, Apéndice C).

1.1.3. Acerca de la actual computación del momento dipolar

Hay dos formas de obtener el momento dipolar. La primera de ellas consiste en calcularlo directamente a partir de datos paleomagnéticos distribuidos globalmente. El momento dipolar así obtenido es denominado momento dipolar virtual (VDM, de sus siglas en inglés). Si tenemos sólo información de la paleointensidad, el resultado obtenido se denomina momento dipolar virtual axial (VADM, de sus siglas en inglés), que corresponde a la proyección sobre el eje de rotación de la Tierra del VDM. Para el cálculo del VDM, por tanto, necesitamos conocer además de la paleointensidad del punto, su inclinación.

El motivo por el que a estos momentos magnéticos se les coloca el sobrenombre de virtual es porque al estar determinados a partir de datos paleomagnéticos directamente, cuentan con términos de carácter tanto dipolar como no dipolar, por lo que no sería estrictamente correcto denominarlos simplemente momento dipolar.

Cuando el valor del VADM o VDM corresponde a un punto en concreto, añadiremos a esta notación el subíndice i , $VADM_i$ y VDM_i , respectivamente. Tradicionalmente la computación de estos parámetros se lleva a cabo promediando los valores $VADM_i$ y VDM_i en regiones extensas (escala continental o global), asumiendo que la contribución no dipolar se elimina al llevar a cabo un adecuado promedio. No obstante, este procedimiento acarrea ciertos problemas asociados, además de a esta asunción básica, a la heterogeneidad de las bases de datos empleadas. Problemas que se investigarán en este trabajo.

Para resolver la falta de homogeneidad en la distribución temporal (ver Fig. 1.4), Yang et al. (2000) calculó el valor medio de VADM y VDM a partir de datos de paleointensidad, en intervalos de 500 años en los últimos 2000 años, y en intervalos de 1000 años para periodos anteriores. La hipótesis que subyace en este tipo de tratamiento es que los periodos cortos están asociados con cambios en el campo no dipolar, mientras que los periodos largos se asocian con cambios en el campo dipolar.

Para resolver la falta de homogeneidad espacial, la mejor aproximación que se ha desarrollado hasta ahora corresponde a Genevey et al. (2008), en la que propone un esquema de pesado de primer orden en diferentes regiones del globo con el fin de que los datos de las regiones con mayor densidad de ellos (como Eurasia Occidental, Fig. 1.3) no se sobreestimen en el cálculo del promedio.

El segundo método de evaluación del VADM y VDM se basa en la estimación directa de los coeficientes a partir de modelos de CMT. Hay diferentes métodos de elaboración de este tipo de modelos según el tipo de análisis escogido, la metodología empleada y las bases de datos utilizadas. Según las bases de datos utilizadas podemos dividirlos en dos:

- I. **Históricos y observacionales.** Son modelos creados a partir de datos históricos, datos de observatorios geomagnéticos y, en los últimos 40 años, datos satelitales. Entre estos modelos destacan los de la serie GUFM y la serie de los IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*, en sus siglas en inglés).

Con respecto a los modelos de la serie GUFM, el modelo GUFM1 fue el desarrollado por Jackson et al. (2000), proporcionando valores del CMT para los

últimos cuatrocientos años (desde 1590 al 1990). Los datos utilizados del último siglo provienen de observatorios geomagnéticos, y los anteriores al siglo XIX (sólo direccionales: declinación e inclinación) a través de la información proporcionada por los marineros de la época (mapas y cartas náuticas). El hecho de que sólo haya datos direccionales históricos se debe a que el instrumento de medida de intensidades absolutas fue desarrollado por Gauss y Weber en 1837, por lo que no hay valores de intensidad hasta esa fecha. Al no disponer de valores de intensidad histórica en el período 1590 – 1840 d.C., Jackson et al. (2000) asumieron un valor estimado del primer coeficiente de Gauss g_1^0 para ese período (para mayor información acerca de los coeficientes de Gauss, ver Apéndice A). Dicha estimación la obtuvieron extrapolando linealmente el valor de g_1^0 de 1840 y asumiendo una variación temporal constante de 15 nT/año. Esta variación corresponde al valor medio de la derivada de g_1^0 en el período instrumental: 1850–1990 d.C.

Posterior a la publicación del modelo GUFM1, se publicaron dos modificaciones del mismo que difieren en la estimación del primer coeficiente de Gauss g_1^0 . La primera, llevada a cabo por Gubbins et al. (2006), utilizó la base de datos de intensidad de Korte et al. (2005) en el período 1590–1840 d.C. para obtener un valor más realista del primer coeficiente de Gauss. Estadísticamente observaron que la variación lineal era la más plausible y propusieron una variación de 2.28 nT/año de acuerdo al ajuste proporcionado por los datos de intensidad.

La última modificación ha sido llevada a cabo por Finlay (2008), que revisó el trabajo anterior de Gubbins et al. (2006) aplicando numerosos métodos estadísticos (como la estadística Bayesiana) para evaluar de nuevo el coeficiente g_1^0 en el período 1590 – 1840 d.C. El autor propuso que el valor más probable del primer coeficiente de Gauss era constante en todo el intervalo de tiempo 1590 – 1840 d.C.

Entre los modelos basados en datos observacionales (y de satélites, los de última generación) podemos destacar la serie de los IGFR que son creados por la IAGA (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy*, en sus siglas en inglés) cada 5 años (para más información acerca de estos modelos se puede consultar <http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>). Son válidos desde 1900 hasta 2010 con predicción hasta 2015. Como ejemplo del comportamiento del CMT obtenido a partir del IGRF de última generación, el IGRF-11 (Finlay et al., 2010), se muestra en la Fig. C.2 un mapa de las isóneas asociadas con la declinación, la inclinación y la intensidad del CMT, denotadas respectivamente como isógonas, isóclinas e isodinámicas.

II. Paleomagnéticos. Basados en datos volcánicos, sedimentarios y/o arqueomagnéticos de los últimos milenios. Pueden ser globales, destacando entre ellos los modelos de la serie CALS (CALS7K.2, Korte y Constable, 2005; CALS3K.3/3b/4/4b, Korte y Constable, 2011; CALS10K.1b, Korte et al., 2011), todos ellos basados en datos arqueomagnéticos, sedimentos lacustres y lavas históricas; y el modelo ARCH3K.1 (Korte et al., 2009), basado en datos arqueomagnéticos y volcánicos; o regionales, destacando el SCHA.DIF.3K (Pavón-Carrasco et al., 2009) elaborado exclusivamente a partir de datos arqueomagnéticos, y el SCHA.DIF.8K (Pavón-Carrasco et al., 2010) que usa tanto datos

arqueomagnéticos como sedimentarios, ambos modelos válidos para la región Europea. La introducción de datos sedimentarios para modelos de evolución de mayor amplitud temporal se debe a la escasez de datos arqueomagnéticos en periodos anteriores al 1000 a.C. (ver Fig. 1.4). En la Fig. 1.5 se muestra la evolución del VADM regional para Europa obtenido a partir de datos paleomagnéticos y diferentes modelos de campo (ver también la Fig. C.3, Apéndice C, para mayor información).

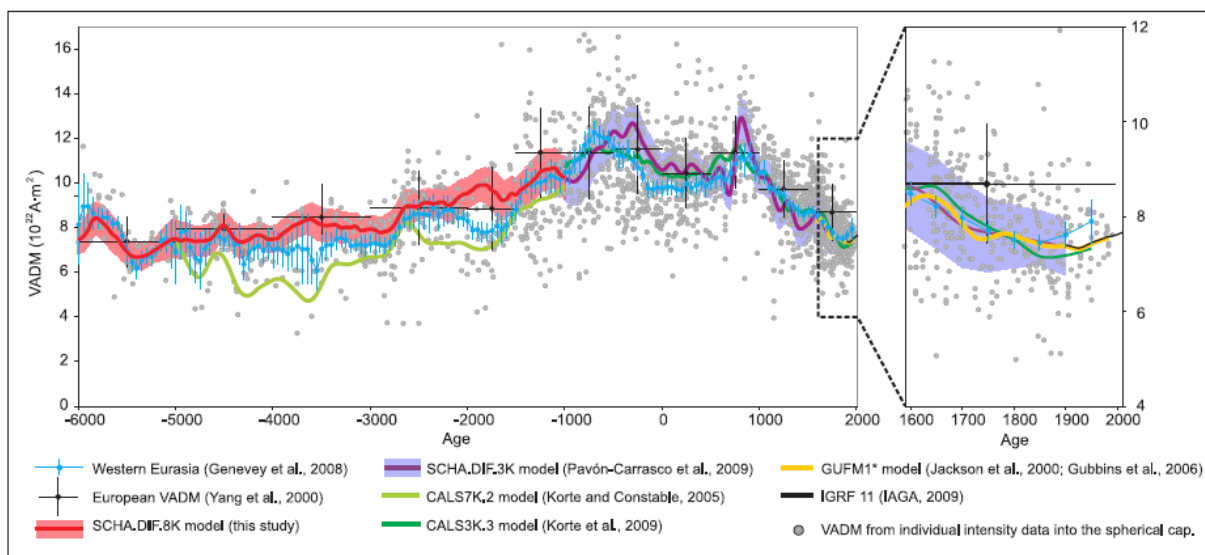


Fig. 1.5. VADM regional para Europa durante los últimos 8000 años obtenidos a partir de diferentes fuentes/modelos de acuerdo a la leyenda. **Fuente:** Pavón-Carrasco et al. (2010)

En los modelos globales anteriormente descritos la computación del momento dipolar se calcula a partir de los tres primeros coeficientes de Gauss, los cuales corresponden a un dipolo centrado e inclinado. En este caso denotaremos por momento dipolar (DM, en sus siglas en inglés) al momento magnético determinado a partir de estos tres primeros coeficientes (dipolo inclinado), y momento dipolar axial (ADM, en sus siglas en inglés) al calculado a partir del primer coeficiente, correspondiendo a un dipolo centrado y con dirección paralela al eje de rotación de la Tierra.

1.2. Motivación y Objetivos

Este trabajo parte de la premisa de que, ya sea para el estudio de la posible relación del CMT con el clima o para la adecuada corrección de los ritmos de PI(R)C en los trabajos de reconstrucción de la actividad solar, un buen conocimiento del momento dipolar terrestre es fundamental. Por esta razón se puede argumentar que la principal motivación de este estudio radica en la realización de un análisis detallado de la actual forma de computación de este momento para determinar las principales fuentes de error, y proponer soluciones a las mismas.

Los objetivos específicos que se persiguen en este trabajo son, por tanto:

- I. **Cuantificar la contribución no dipolar en la estimación del VADM y del VDM.** El VADM y el VDM se determinan a partir de los datos de paleointensidad (VADM) y de paleointensidad e inclinación (VDM) sobre la superficie de la Tierra. Como el CMT en la superficie contiene información tanto del campo dipolar como del no dipolar estableceremos, utilizando datos sintéticos (de F e I) generados por modelos globales, la contribución del campo no dipolar. Se utilizarán como modelos globales el IGRF-11 (basado en datos observacionales y de satélite, válido para el periodo 1900 a 2010), y los modelos globales basados en datos paleomagnéticos: ARCH3K.1, CALS7K.2 y CALS3K.4.
- II. **Determinar el efecto regional.** Se investigará la influencia de la distribución espacial heterogénea de los datos paleomagnéticos en la estimación del momento dipolar. Utilizaremos, como en el caso anterior, datos sintéticos generados por modelos globales. Se empleará el modelo IGRF-11 debido a su mejor cobertura global.
- III. **Realizar promedios del momento dipolar a partir de un esquema de regionalización de primer orden** como el propuesto por Genevey et al. (2008). Utilizaremos datos sintéticos generados por el modelo IGRF-11 (calculado a partir de una base de datos homogénea). Esto nos ayudará a comprender si el tipo de promedios propuesto consigue eliminar la sobreestimación de las regiones que poseen mayor cantidad de datos paleomagnéticos, como es el caso de Eurasia Occidental (ver Fig. 1.3).
- IV. **La aplicación de este análisis a la actual computación de la actividad solar y al estudio de la correlación entre el clima y el CMT.** Estimación de la mejor corrección al ritmo de PI(R)C. Presentación de un protocolo con los principales criterios de calidad a tener en cuenta en este tipo de estudios con respecto a la computación del momento dipolar.

Capítulo 2

Resultados I: Evaluación de la contribución no dipolar al VADM y VDM

La forma clásica de determinar el momento virtual del CMT (VADM y VDM) se lleva a cabo a partir de promedios de los momentos virtuales locales ($VADM_i$, VDM_i) estimados a partir de datos paleomagnéticos (ver Apéndice B). La asunción básica que subyace en esta forma de computar el momento magnético virtual es que el CMT se puede considerar, en promedio, como un campo dipolar. En este apartado se persigue evaluar el error cometido al asumir esta hipótesis.

Para investigar la contribución no dipolar se utilizarán datos sintéticos generados por el modelo IGRF (para el periodo comprendido entre 1900 a 2010 d.C.), y diferentes modelos globales para los últimos 3000 años (CALS7K.2, CALS3K.4, ARCH3K.1). Reconstruiremos así la forma clásica de computación de los momentos dipolares virtuales y, los compararemos con los momentos “reales”, que vienen dados directamente por los primeros coeficientes de los modelos (ADM y DM, ver Apéndice B).

Consideraremos por tanto que, globalmente:

$$VADM = ADM + M_{nda} \quad [2.1]$$

Donde M_{nda} representa la contribución al momento magnético de todos los términos distintos al dipolar axial. De la misma forma podríamos escribir una expresión análoga para el VDM, donde M_{nd} sería la contribución al momento de todos los términos no dipolares.

Para que la interpretación de los resultados posteriores sea cuantitativa, calcularemos un porcentaje/grado de no dipolaridad axial (GNDA) y no dipolaridad (GND), basado en la noción de exactitud de una medida dada:

$$Exactitud = \frac{Valor\ estimado - Valor\ tabulado}{Valor\ estimado} \times 100 \quad [2.2]$$
$$\Rightarrow GNDA = \frac{M_{nda}}{VADM_s} \times 100 \quad y \quad GND = \frac{M_{nd}}{VDM_s}$$

Con el objetivo de facilitar lo más posible al lector la comprensión de esta parte, la dividiremos en dos secciones. En la primera estudiaremos el período de tiempo cubierto con bases de datos con buena cobertura temporal y espacial, es decir, los últimos 110 años. En la segunda, reproduciremos la situación paleomagnética de los últimos 3000 años con modelos que abarcan este lapso de tiempo y que, por tanto, parten de una base de datos inhomogénea en tiempo y espacio.

2.1. Estimación de la contribución no dipolar en el periodo de 1900 a 2010 a partir de datos sintéticos

El objetivo de este apartado es determinar el $GND(A)$ (ecuación 2.2) a partir de datos sintetizados por un modelo de CMT que cubra el período temporal indicado. Con los datos sintetizados, aplicaremos las ecuaciones B.3, B.4 y B.5 para calcular los $VADM_S$ y VDM_S .

El modelo de CMT elegido es el IGRF-11. Este modelo instrumental está generado a partir de datos de alta precisión (errores de 0.1 nT en las últimas décadas), por lo que la parte no dipolar del campo de corta longitud de onda ($n > 1$) queda perfectamente determinada a partir de ellos.

Teniendo en cuenta una malla esférica homogénea que conserva aproximadamente la distancia entre puntos, se han sintetizado los valores de F e I a partir de todos los coeficientes de Gauss del IGRF-11 (hasta el grado $n = 13$) en un paso temporal de 5 años, desde 1900 hasta 2010 d.C. A partir de estos datos calculamos el $VADM_{iS}$ y VDM_{iS} (ecuaciones B.3 y B.4). Mediante el promedio de todos estos valores para cada año se obtiene finalmente el $VADM_S$ y el VDM_S . La aplicación directa de la ecuación 2.2 proporciona los valores del GND_A y GND , que vienen representados en la Fig. 2.1.

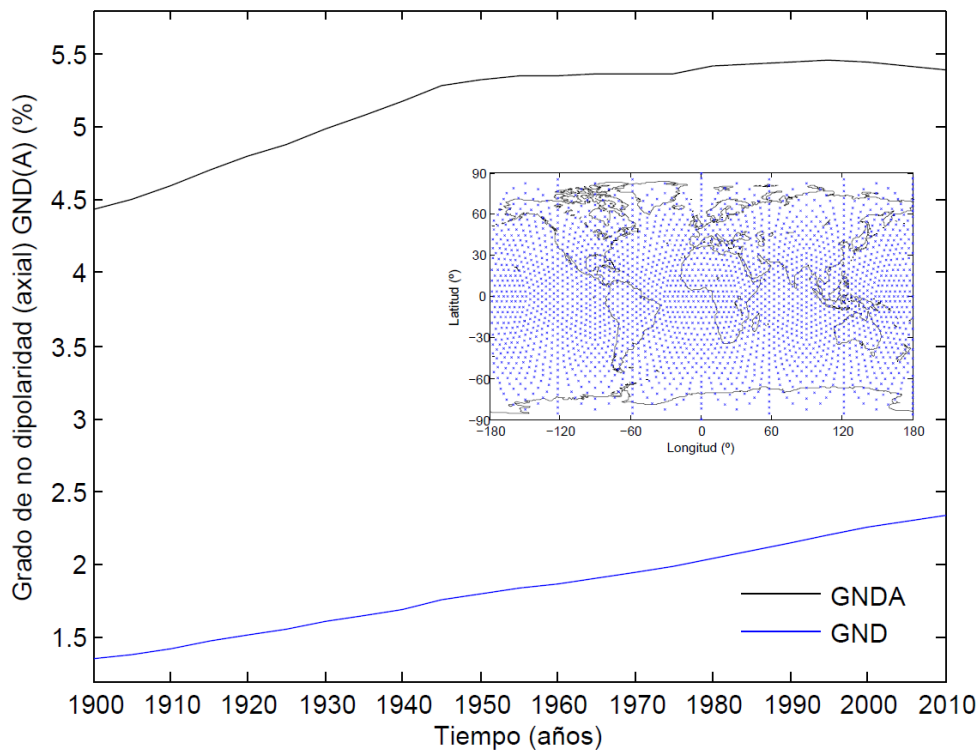


Fig. 2.1. Evolución del grado de no dipolaridad y de no dipolaridad axial desde el año 1900 al 2010, obtenido a partir del modelo IGRF-11. A la derecha se muestra la malla homogéneamente distribuida globalmente en la que realizamos la síntesis de los datos de inclinación (I) e intensidad (F).

Como se observa en la Fig. 2.1, la contribución no dipolar axial tiene un valor medio del 5.1%, mientras que la no dipolar es de un 1.8%. Así, este valor puede parecer reducido si tenemos en cuenta que el error de un dato de carácter arqueomagnético es del 10% (Donadini et al., 2009). Sin embargo, la diferencia entre ambas resulta relevante. Cuando se calcula el GND_A

el resultado es mayor porque se está asumiendo todo el campo como dipolar axial. Esto es lo que ocurre, en general, en paleomagnetismo, donde se suele determinar el VADM. Por otro lado, el GND es menor puesto que ya contempla la contribución del dipolo inclinado. Así, se puede concluir que lo más óptimo sería la estimación del VDM, ya que es el que menor efecto no dipolar presenta. No obstante, en paleomagnetismo existen limitaciones por las bases de datos (no siempre hay datos de intensidad acompañados de inclinación), por lo que el VADM es el más empleado y, en siguientes estudios, nos centraremos en el GNDA.

Hay también que tener en cuenta que la comunidad paleomagnética tiende a mezclar el VADM y el VDM (e.g. Genevey et al., 2008). A la vista de los resultados, este procedimiento puede parecer erróneo, sin embargo como la diferencia existente entre el VADM y VDM es inferior al error del dato de paleointensidad, esta mezcla no repercutiría en un gran error.

Es destacable también el aumento progresivo de la contribución no dipolar observada de forma continua a partir del año 1900. El aumento de la contribución no dipolar, junto con la disminución observada actualmente en el valor del momento dipolar (ver Fig. C.6 del Apéndice C) es uno de los motivos que se aducen para señalar que se podría producir una inversión de polaridad en el futuro próximo (e.g. Dormy, 2006; De Santis, 2007).

2.2. Estimación de la contribución no dipolar durante los últimos 3000 años

En esta segunda parte, vamos a desarrollar un proceso análogo al de la sección anterior pero cambiando el modelo empleado para sintetizar los datos. El objetivo es determinar cómo ha sido la contribución no dipolar y dipolar a lo largo de los últimos 3000 años de evolución del CMT, y cómo influye ésta en la determinación del VADM y VDM.

Se determinará el $VADM_s$ y el VDM_s a partir de tres modelos globales que utilizan como datos de entrada los datos paleomagnéticos. Hay que señalar que estos modelos, debido al tipo y distribución de los datos de entrada, no alcanzarán nunca resoluciones comparables a las obtenidas en los modelos basados en datos instrumentales (como el IGRF-11).

El primer modelo que se utilizará es el CALS7K.2 (Korte y Constable, 2005). Se emplean como datos de entrada los datos arqueomagnéticos, de sedimentos lacustres y de lavas históricas recopilados por Korte et al. (2005). Abarca un período de validez temporal comprendido entre el año 5000 a.C. y 1950 d.C. El segundo modelo empleado será el CALS3K.4 (Korte y Constable, 2011), una versión actualizada del modelo anterior, pero para los últimos 3000 años, donde los autores utilizan una base de datos también más actualizada (Donadini et al., 2009) y, además, aplican diferentes técnicas de regularización (ver Korte y Constable, 2011). Por último, desarrollaremos el análisis con el modelo ARCH3K.1 (Korte et al., 2009) construido con la misma base de datos que el modelo anterior, pero eliminando los datos sedimentarios, por lo que se trata de un modelo del CMT basado en datos arqueomagnéticos y de coladas volcánicas.

Las diferencias entre estos modelos estarán por tanto relacionadas con la base de datos utilizada, el tipo de datos y el proceso de regularización empleado (asociado al tratamiento,

desarrollo y computación del modelo global). Los resultados del GNDA se muestran en la Fig. 2.2.

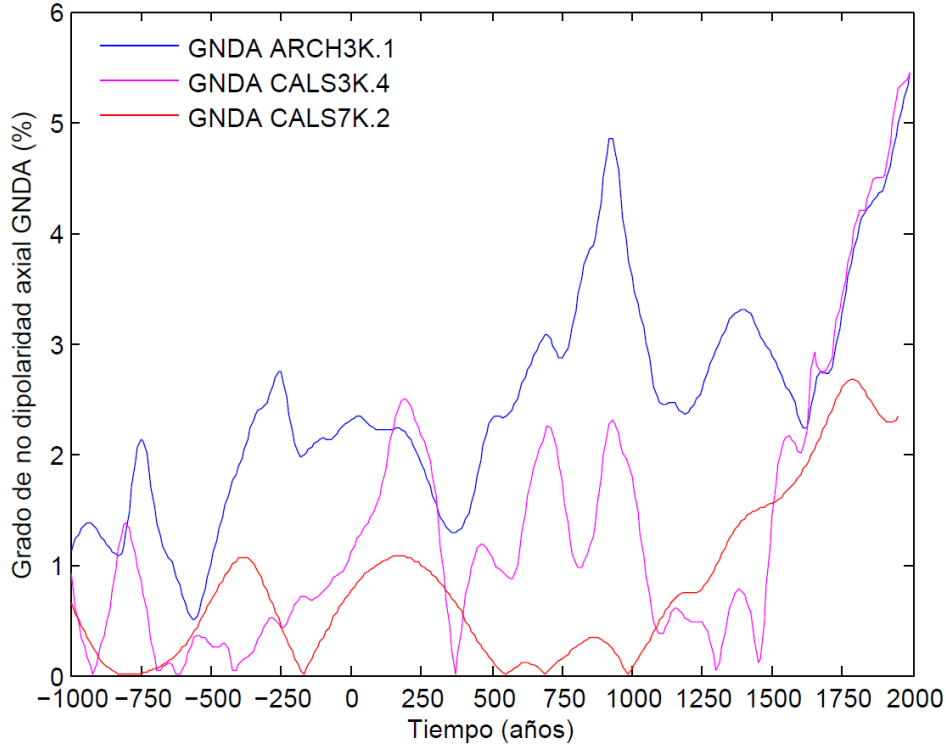


Fig. 2.2. Evolución del GNDA (%) durante los últimos 3000 años (desde el 1000 a.C. al 1990 d.C.) calculado a partir de los modelos globales: (rojo) CALS7K.2, (magenta) CALS3K.4 y (azul) ARCH3K.1¹

Existe una gran variación en el GNDA del CMT según consideremos un modelo global u otro. En los modelos de la gama CALS, la contribución no dipolar axial media es inferior (0.8% para el CALS7K.2 y 1.3% para el CALS3K.4) a la obtenida a partir del modelo ARCH3K.1 (2.5%). Estas diferencias están relacionadas directamente con el tipo de datos de entrada y con el tratamiento de regularización seguido en cada uno de los modelos. El modelo CALS7K.2 es el que presenta menor variabilidad temporal en su GNDA. Esto se debe principalmente a que la regularización aplicada en su construcción fue muy distinta a la usada en los modelos CALS3K.4 y ARCH3K.1 (ver Korte y Constable, 2011). De hecho, los mismos autores, en posteriores trabajos, concluyen que la metodología que siguieron en esta primera versión no era la más adecuada.

Las diferencias entre los resultados que aportan los modelos ARCH3K.1 y CALS3K.4 se deben al tipo de datos de entrada utilizados (ya que usan el mismo método de regularización). Cabe destacar el suavizado que se produce en la variabilidad del GNDA obtenida a partir del modelo CALS3K.4 en el intervalo del 1000 a.C. al 250 d.C., debido a la utilización de la base de datos sedimentaria, con mayor peso en el pasado que en los años recientes, ya que en el último milenio los datos arqueomagnéticos son más numerosos, pero en el pasado su abundancia es mucho menor. El GNDA más elevado de los tres modelos estudiados es el obtenido a partir del modelo ARCH3K.1. Por otra parte, el modelo ARCH3K.1 es el que presenta mayores valores del momento dipolar (Fig. 2.3).

¹ En este caso el grado máximo con el que sintetizamos los datos empleados en el cálculo del $VADM_s$ y VDM_s (y, por tanto, el GNDA) es $n = 10$.

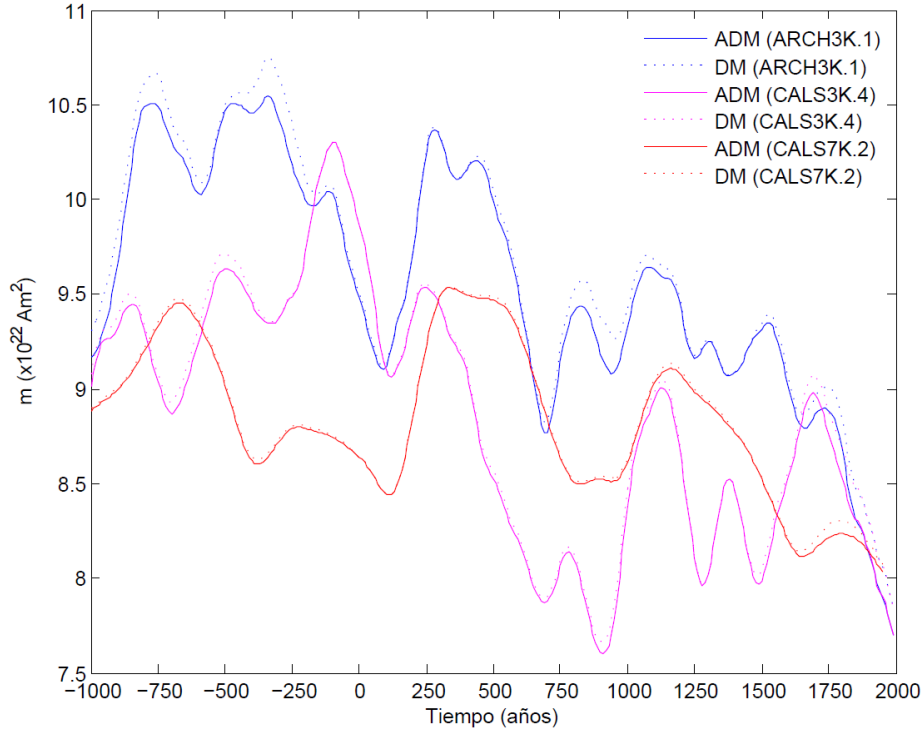


Fig. 2.3. Evolución del momento dipolar axial (ADM) y momento dipolar (DM) durante los últimos 3000 años (desde el 1000 a.C. al 1990 d.C. para los dos primeros modelos representados y desde el 1000 a.C. al 1950 d.C. para el CALS7K.2) para los modelos globales: (rojo) CALS7K.2, (magenta) CALS3K.4 y (azul) ARCH3K.1.

Quizás el resultado más sorprendente de este análisis es la gran diferencia entre el modelo de primera generación CAL7K.2 (Korte y Constable, 2005) y los modelos posteriores, CALS3K.4 (Korte y Constable, 2011); ARCH3K.1 (Korte et al., 2009), generados por los mismos autores. El primero de ellos, que no está regularizado a partir de 1700 con el modelo GUFM, predice un grado de dipolaridad más alto (GNDA muy bajo) para periodos próximos a la actualidad y apenas hay variabilidad temporal. Por otra parte, los otros dos modelos presentan un menor grado de dipolaridad (mayor GNDA), son más variables y, al estar regularizados desde 1700 por el modelo GUFM, ambos son muy similares en su comportamiento en este último periodo.

Asimismo, a la vista de estos resultados, parece claro que el proceso de cálculo empleado en el CALS7K.2 no parece adecuado, mientras que, por otro lado, la presencia de datos sedimentarios suaviza la señal magnética, como hemos visto en el modelo CALS3K.4. Por esa razón, escoger modelos creados a partir de bases de datos arqueomagnéticas es nuestra mejor opción, y una vez tenido esto en cuenta, un buen proceso de regularización y tratamiento matemático resulta fundamental, ya que uno inadecuado podría proporcionar valores erróneos del comportamiento del CMT. Así, a partir de ahora trabajaremos con el modelo ARCH3K.1 ya que no utiliza en su construcción datos sedimentarios. En la Fig. 2.4 se muestra la evolución del DM en los últimos 3000 años, junto con la contribución no dipolar axial asociada al modelo ARCH3K.1 (Korte et al., 2009).

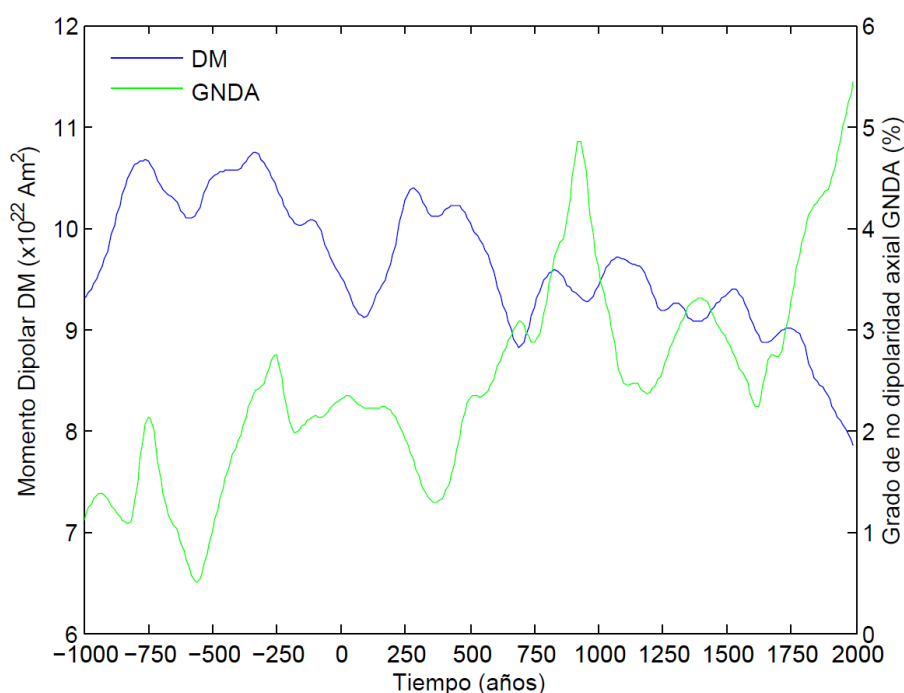


Fig. 2.4. Momento dipolar (azul) computado a partir de la ecuación 2.2 y contribución no dipolar axial (verde) a partir del modelo global ARCH3K.1 (Korte et al., 2009).

Como se observa en la Fig. 2.4, aumentos de la contribución no dipolar han ocurrido varias veces en los últimos 3000 años. Desde el 400 d.C. hasta el 900 d.C., desde el 550 a.C. hasta el 250 a.C. y más recientemente desde el 1650 d.C. hasta el 1990 d.C. Sin embargo, se observa que tales aumentos no tienen asociados descensos de la contribución dipolar excepto entre 800 d.C. y 900 d.C. y los últimos 300 años. Aunque no hay estudios que indiquen una correlación entre el GND(A) y el momento dipolar, cuando hay una inversión (o excursión) del CMT, ésta se caracteriza por un aumento del GND(A) y un mínimo de intensidad (o de momento dipolar). En los últimos 300 años (desde 1700 d.C. hasta 1990 d.C.) se observa un fuerte aumento del GNDA y una caída del momento dipolar. Argumento que es utilizado a favor de la posible inminencia de una inversión de polaridad (De Santis, 2007). Cabe también señalar que los máximos relativos asociados a los picos de mayor GND(A) aumentan progresivamente hacia la actualidad. Parece también característico que el pico de 800-900 d.C. observado en la Fig. 2.2 podría estar relacionado con el máximo de intensidad (F), centrado en el mismo intervalo de tiempo, observado en el comportamiento regional a escala continental del CMT en Eurasia Occidental (ver Fig. 1.5) y que, en la actualidad, parece que se observa también a nivel global. Esto significaría que la explicación de este máximo de intensidad, que últimos trabajos afirman que puede ser doble (Gómez-Paccard et al., 2012), podría estar asociado con un aumento de la contribución no dipolar del CMT a escala global en esa época.

En cualquier caso el hecho destacable es que los modelos globales existentes hasta la actualidad predicen un grado de dipolaridad no superior al observado actualmente. Por lo que, en principio, este factor, que en general no supera el 5% en los últimos 3000 años, no parece que introduzca errores importantes en la determinación del momento dipolar. Sin embargo, hay un fenómeno importante que debe ser discutido aunque difícilmente evaluable: la influencia de la distribución espacio-temporal de los datos paleomagnéticos sobre la propia generación del modelo. Ya que grandes espacios con ausencia de datos tienden a producir interpolaciones suaves debido a los métodos de regularización, y por tanto, da lugar a modelos de bajo GNDA.

Capítulo 3

Resultados II: Efectos de la actual distribución espacial y temporal de la base de datos paleomagnéticos

La base de datos paleomagnéticos disponible en la actualidad dista mucho de ser homogénea (Figs. 1.3 y 1.4). La escasez de datos arqueomagnéticos en épocas anteriores a los últimos dos milenios (Fig. 1.4) y la casi ausencia de los mismos en el Hemisferio Sur (Fig. 1.3), es un grave problema que se debe tener en cuenta a la hora de calcular el VADM y el VDM a partir de datos arqueomagnéticos. Por otra parte, los datos sedimentarios se encuentran más homogéneamente distribuidos tanto espacial como temporalmente pero debemos recordar que los valores de F , D e I que proporcionan se encuentran muy suavizados por el propio mecanismo de adquisición de la remanencia. Además, no aportan paleointensidades absolutas, sino relativas. Por lo que la mejor base de datos, aunque incompleta, es la base de datos arqueomagnética (Fig. 3.1). En la Fig. 3.1 se observa cómo la mayor densidad de datos arqueomagnéticos se encuentra en Eurasia Occidental. Existe una densidad moderada en América del Norte y Asia Oriental, algún dato en la región de Perú, pero en África y en el resto de América del Sur apenas existen datos. Respecto a la distribución temporal, la mayor densidad se encuentra en los últimos dos milenios.

Como hemos visto en el capítulo 2, si la distribución de datos fuera homogénea, aún existiría un error máximo del 5%, aproximadamente, en el cálculo del VADM, y del 2% en el del VDM, debido únicamente a la contribución no dipolar (el último siglo). Si a este error le añadimos el sesgo introducido por la distribución de la base de datos, el VADM y el VDM podrían verse seriamente afectados. La cuantificación de este efecto es el principal objetivo de este capítulo.

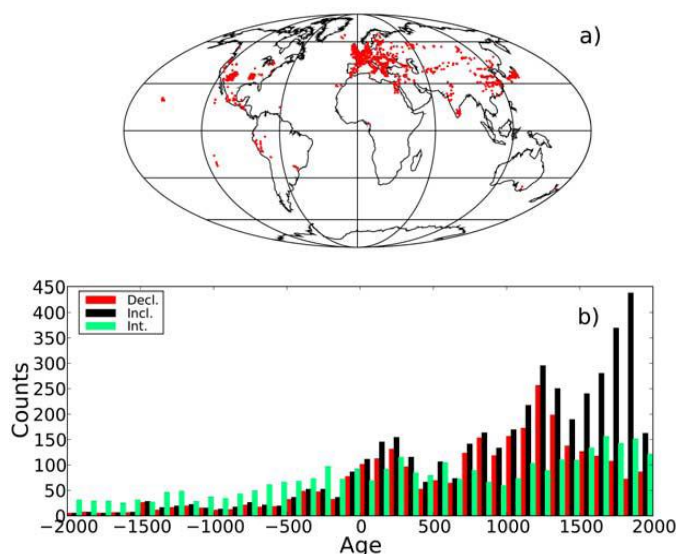


Fig. 3.1. (a) Distribución de los artefactos arqueológicos y lavas sobre el globo abarcando los últimos 4000 años. (b) Distribución temporal de (rojo) declinación, (negro) inclinación e (verde) intensidad durante los pasados 4000 años. Los datos se encuentran agrupados en secciones de 100 años cada una. Fuente: Donadini et al. (2009)

Se puede comprender fácilmente, a partir de la Fig. 3.1, lo que denominamos efecto de regionalización, es decir, que las zonas con más datos “pesen” más en la estimación del momento dipolar, pudiendo llegar a ser un problema importante. Para poder cuantificarlo, dividiremos este capítulo en dos partes.

En la primera de ellas estudiaremos el efecto regional asociado a la contribución no dipolar. Utilizaremos datos sintéticos generados con un modelo que se haya determinado a partir de una base de datos aproximadamente homogénea, ya que si no fuera así, los resultados obtenidos no podrían ser achacados a la contribución no dipolar porque en su concepción estaría afectado también por el problema de la inhomogeneidad de la base de datos de entrada que utiliza el modelo. Compararemos los $VADM_s$ y VDM_s calculados en diferentes mallas homogéneas de carácter regional y los obtenidos en la malla global.

En la segunda parte trataremos el problema de la distribución espacial heterogénea de la base de datos y comprobaremos un procedimiento de regionalización propuesto por Genevey et al. (2008) consistente en un esquema de pesado de primer orden. Con este método, los autores afirman que se consigue no sobreestimar las regiones con más cantidad de datos (Eurasia Occidental). Básicamente la idea será repetir el procedimientos propuesto por Genevey et al. (2008) pero usando datos sintéticos (en lugar de los datos paleomagnéticos) de intensidad e inclinación generados a partir del modelo IGRF-11.

3.1. Análisis del efecto regional

El método que llevaremos a cabo para estimar el efecto regional es simple. Primero sintetizaremos datos de intensidad e inclinación en puntos de diferentes mallas (ver Fig. 3.2).

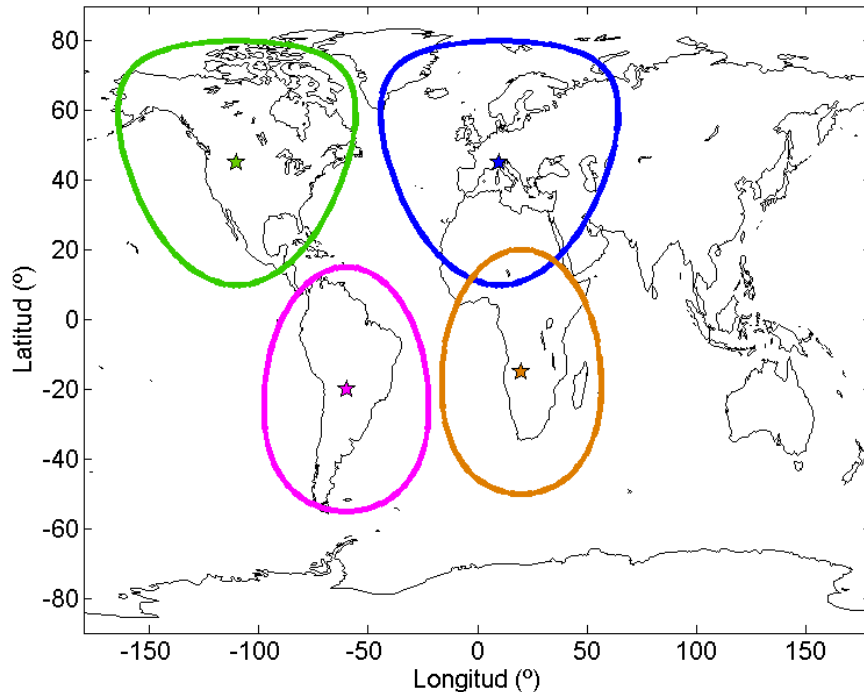


Fig. 3.2. Mallas empleadas en el estudio que cubren casquetes esféricos de apertura 35°: (azul) Eurasia Occidental (centrada en 45°N y 10°E); (naranja) África (15°S y 20°E); (verde) Norteamérica (45°N y 110°W) y (magenta) Sudamérica (20°S y 60°W).

Hemos elegido estas mallas porque los datos paleomagnéticos se obtienen en regiones continentales. En segundo lugar, en cada uno de los puntos en los que disponemos de datos sintéticos, calcularemos el $VADM_{IS}$ y el VDM_{IS} (ecuaciones B.3 y B.4 del Apéndice B) en intervalos de 5 años. Promediando en cada intervalo temporal, se determina el $VADM_S$ y el VDM_S en cada una de las regiones seleccionadas. Los resultados regionales son finalmente comparados con los datos globales (ver Figs. C.4 y C.5 del Apéndice C para mayor nivel de detalle) y mostrados en la Fig. 3.3.

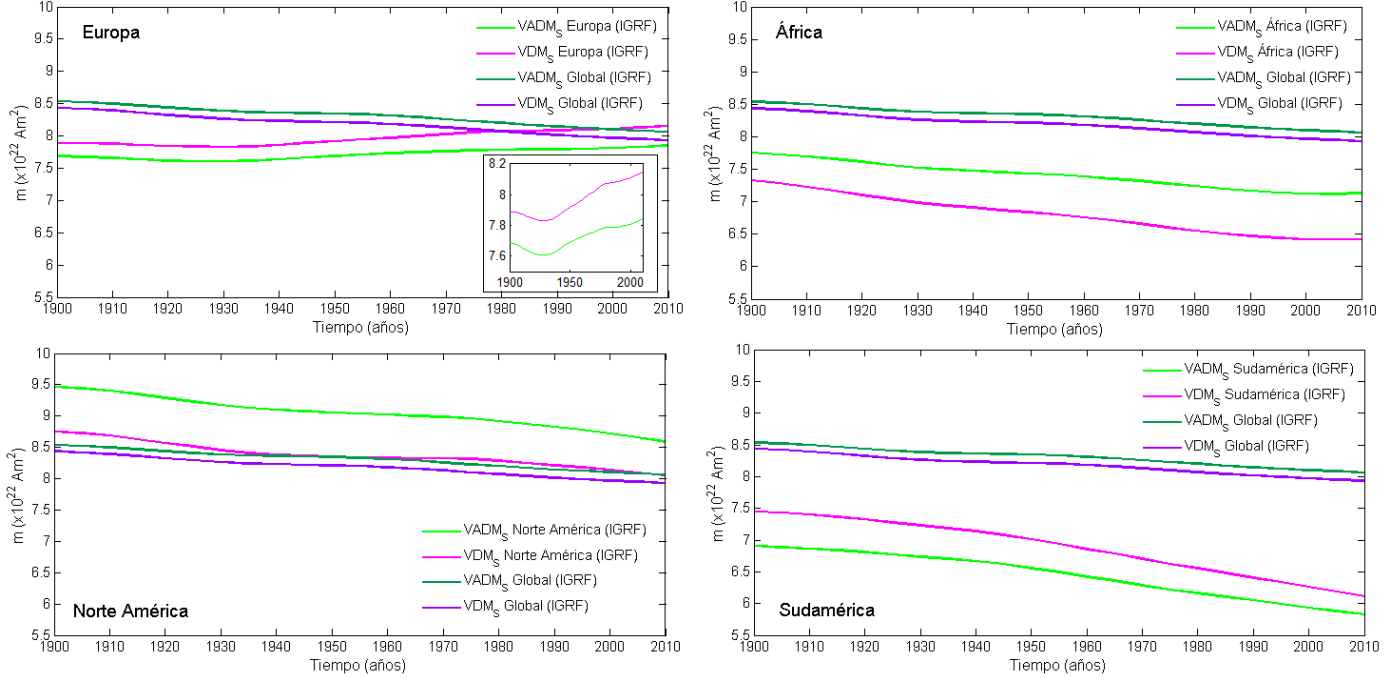


Fig. 3.3. Curvas de $VADM_S$ (verde) y VDM_S (magenta) calculados en las cuatro regiones de la Fig. 3.2: (a) Europa, (b) África, (c) Norteamérica y (d) Sudamérica. Además, se representan las curvas de $VADM_S$ (verde oscuro) y VDM_S (morado) considerando una malla homogénea global. La curva de Europa se representa junto con una ampliación, para poder observar mejor su tendencia anómala.

El primer resultado relevante de este análisis es la importante diferencia entre los valores regionales obtenidos y el comportamiento global del momento dipolar. En ninguna de las regiones investigadas los valores del momento dipolar regional coinciden con los valores del momento dipolar global. Son también destacables los valores bajos que se obtienen en las regiones de Sudamérica y África (producidos por la presencia de la anomalía del Atlántico Sur). Por último, señalar que la tendencia general de descenso del momento dipolar global en el último siglo se observa en todas las regiones salvo en Europa, donde a partir del año 1930 se aprecia un ligero aumento del mismo.

Para estimar el efecto regional calcularemos la diferencia entre los momentos dipolares regionales y globales como:

$$Efecto\ regional\ axial = \frac{VADM_{S\ Regional} - VADM_{S\ Global}}{VADM_{S\ Global}} \times 100 \quad [3.1]$$

$$Efecto\ regional = \frac{VDM_{S\ Regional} - VDM_{S\ Global}}{VDM_{S\ Global}} \times 100 \quad [3.2]$$

En la Tabla 3.1 se presentan las medias cuadráticas en todo el intervalo temporal considerado de los valores obtenidos en cada región. Como puede observarse el efecto regional puede ser muy elevado (superior al 20%).

Regiones	Efecto regional axial medio (%)	Efecto regional medio (%)
<i>Europa Occidental</i>	7.45	3.97
<i>África</i>	10.91	16.98
<i>Norte América</i>	9.01	2.49
<i>Sudamérica</i>	22.71	16.45

Tabla 3.1. Valor cuadrático medio (%) asociado a la contribución no dipolar axial (segunda columna) y no dipolar (tercera columna) para cada una de las regiones estudiadas.

Para averiguar con qué términos está asociado el comportamiento anómalo de Europa, se han sintetizado para esta región datos de intensidad e inclinación para diferentes grados del desarrollo en armónicos, determinando los $VADM_s$ y VDM_s correspondientes. Los resultados indican que los términos $n = 2$ (cuadrupolo) y $n = 3$ (octupolo), son los responsables de la anomalía no dipolar de la región Europea (ver Figs. C.7 y C.8 del Apéndice C para más detalles). Del mismo modo, hemos realizado un procedimiento análogo para la zona de Sudamérica, que es la que presenta menores valores de $VADM_s$ y VDM_s , y a su vez el mayor valor cuadrático medio en el efecto regional. Los valores anómalos observados en esta región están asociados a la anomalía del Atlántico Sur (ver Fig. C.2, Apéndice C) y nuestros resultados relacionan los valores obtenidos con el cuadrupolo (ver Figs. C.9 y C.10, Apéndice C). Algunos autores relacionan la aparición de esta anomalía (en torno al 1840) con el inicio de la posible inversión del CMT que estaríamos experimentando en la época actual (Gubbins et al., 2006).

3.2. Promediado del efecto regional

Para intentar solventar el efecto regional producido por la distribución heterogénea de los datos paleomagnéticos, Genevey et al. (2008) propusieron un esquema simple de pesado regional que aplicaron a una selección de datos de paleointensidad de alta calidad de los últimos tres milenios. Las zonas seleccionadas por Genevey et al. (2008) se ilustran en la Fig. 3.4. El esquema de pesado regional es de primer orden puesto que no se asocia ningún peso especial a ninguna región concreta. Según Genevey et al (2008) con este tipo de promediado se logra no sobreestimar la influencia de regiones con mayor abundancia de datos, como la europea.

Para investigar cómo de efectiva es la técnica propuesta por Genevey et al (2008), hemos realizado un estudio a partir de datos sintéticos generados por el IGRF-11, primero suponiendo que las regiones propuestas poseen una distribución homogénea de datos, y segundo, en las localizaciones de la base de datos usada por ellos (ver Fig. 3.4). Para este segundo caso, el tiempo se ha transformado: los últimos 3000 años de la base de datos han pasado a los 110 años del IGRF-11 a partir de una regresión lineal. El resultado se muestra en las Figs. 3.5 y 3.6.

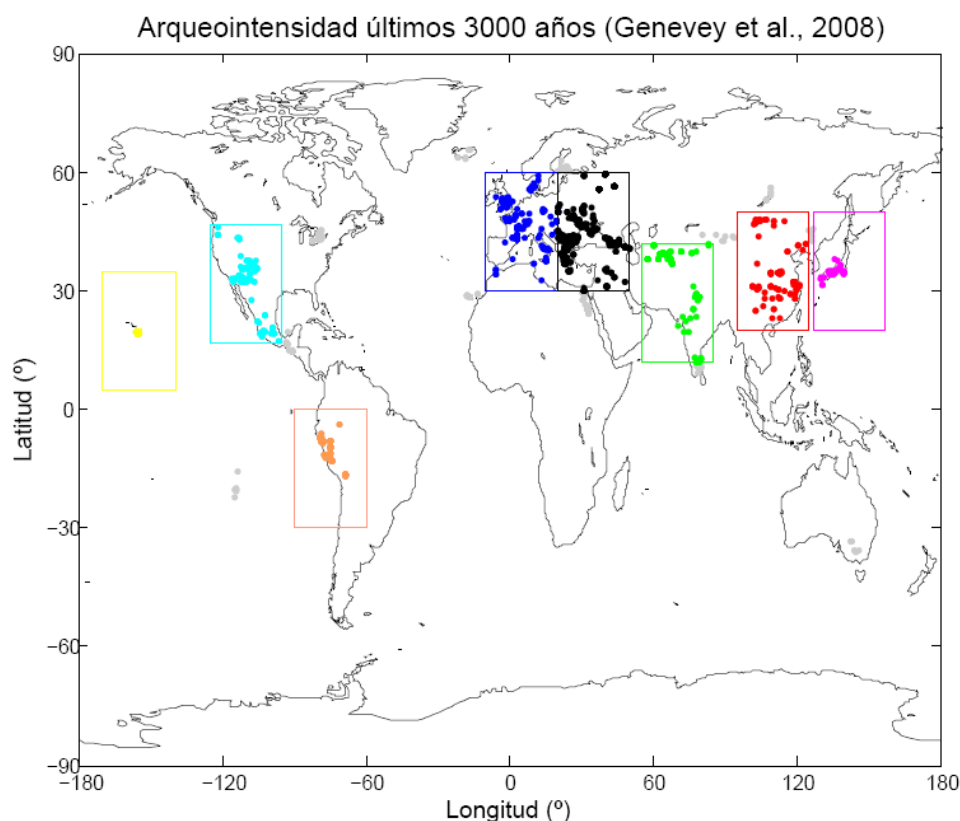


Fig. 3.4. Distribución espacial de los datos, adaptada de Genevey et al. (2008). Los rectángulos muestran las diferentes regiones seleccionadas: **(azul)** Europa Occidental (latitud entre 30°N y 60°N, longitudes entre 10°W y 20°E); **(negro)** Europa Central y Oriente Próximo (latitudes entre 30°N y 60°N, longitudes entre 20°E y 50°E); **(verde)** Asia Central (latitudes entre 12°N y 42°N, longitudes entre 55°E y 85°E); **(rojo)** Eurasia Oriental (China; latitudes entre 20°N y 50°N, longitudes entre 95°E y 125°E); **(magenta)** Lejano Oriente (Japón; latitudes entre 20°N y 50°N, longitudes entre 127°E y 157°E); **(amarillo)** Pacífico (Hawái; latitudes entre 5°N y 35°N, longitudes entre 190°E y 220°E); **(cian)** Parte Sudoeste de Norte América (latitudes entre 17°N y 47°N, longitudes entre 235°E y 265°E); **(naranja)** Parte Noroeste de Sudamérica (Perú; latitudes <0°, longitudes entre 270°E y 300°E). Los puntos muestran las localizaciones en las que existen datos de arqueointensidad siguiendo la base de datos de Genevey et al. (2008).

La Fig. 3.5 indica que el esquema de regionalización propuesto por Genevey et al. (2008) no logra eliminar completamente la sobreestimación de la región europea. El ligero aumento obtenido en torno al año 1930 es una característica regional de la zona con más datos paleomagnéticos (Eurasia Occidental, ver Fig. 3.3), por lo que el efecto regional no ha sido eliminado.

Por otro lado, la Fig. 3.6 muestra que la evolución del momento dipolar obtenido con el método de regionalización difiere del comportamiento real (generado a partir de una malla regular global). Sus valores son superiores a los reales, pero además, presenta mínimos (en el año 1915 y 2004) que no corresponden a un comportamiento real del CMT, sino que son el producto de la distribución temporal de los datos, con escasez de los mismos en esos períodos: en Japón en el caso de la primera anomalía y en Perú en la segunda. Es decir, aparecen fluctuaciones del campo que no son reales, sino un artefacto debido a la heterogénea distribución temporal.

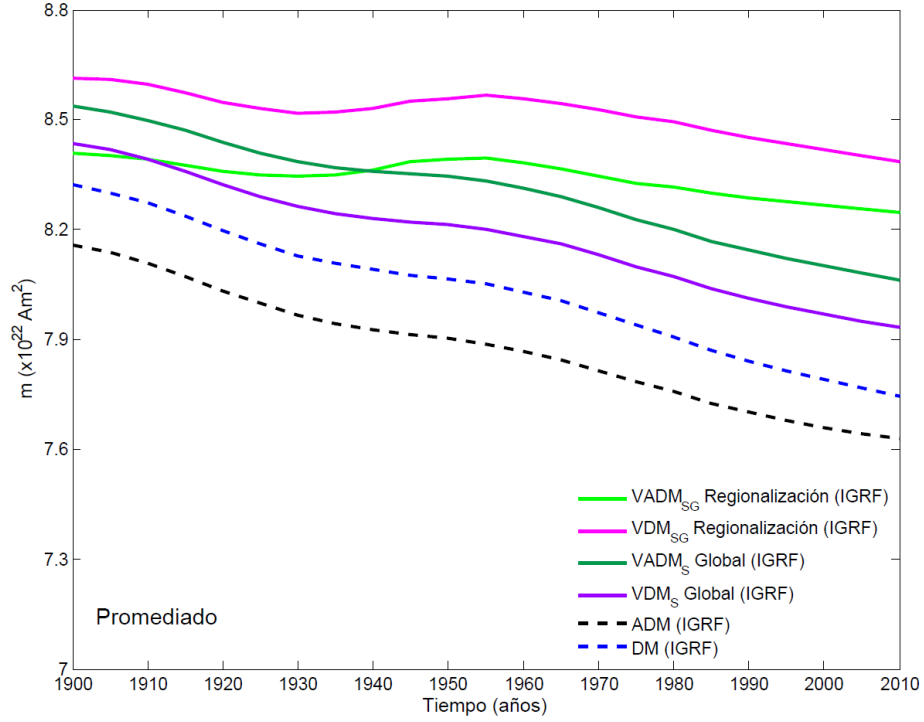


Fig. 3.5. $VADM_{SG}$ (verde) y VDM_{SG} (magenta) globales obtenidos a partir de datos sintéticos, obtenidos a partir del IGRF-11, siguiendo el método propuesto por Genevey et al. (2008) en las regiones mostradas en la Fig. 3.4, considerando mallas homogéneamente distribuidas. Además se representan las curvas de $VADM_S$ (verde oscuro) y VDM_S (morado) considerando una malla homogénea global, y las curvas de ADM (negro) y DM (azul).

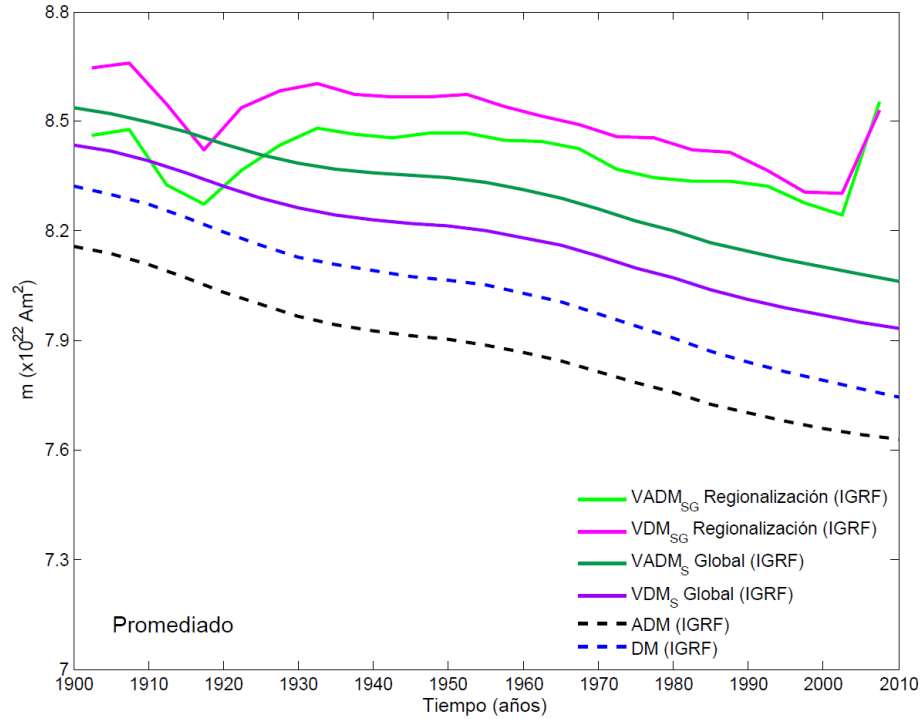


Fig. 3.6. $VADM_{SG}$ (verde) y VDM_{SG} (magenta) globales obtenidos a partir de datos sintéticos, obtenidos a partir del IGRF-11, siguiendo el método propuesto por Genevey et al. (2008) en los puntos de las regiones mostradas en la Fig. 3.4. Los valores de $VADM_{SG}$ y VDM_{SG} han sido calculados mediante ventanas temporales de 10 años con pasos de 5 años. Además se representan las curvas de $VADM_S$ (verde oscuro) y VDM_S (morado) considerando una malla homogénea global, y las curvas de ADM (negro) y DM (azul).

En base a los resultados obtenidos podríamos preguntarnos qué ocurriría si cambiáramos el esquema de regionalización propuesto por Genevey et al. (2008) (Fig. 3.4) de manera casi total. Supongamos un esquema regional continental como el mostrado en la Fig. 3.2. El resultado es mostrado en la Fig. 3.7.

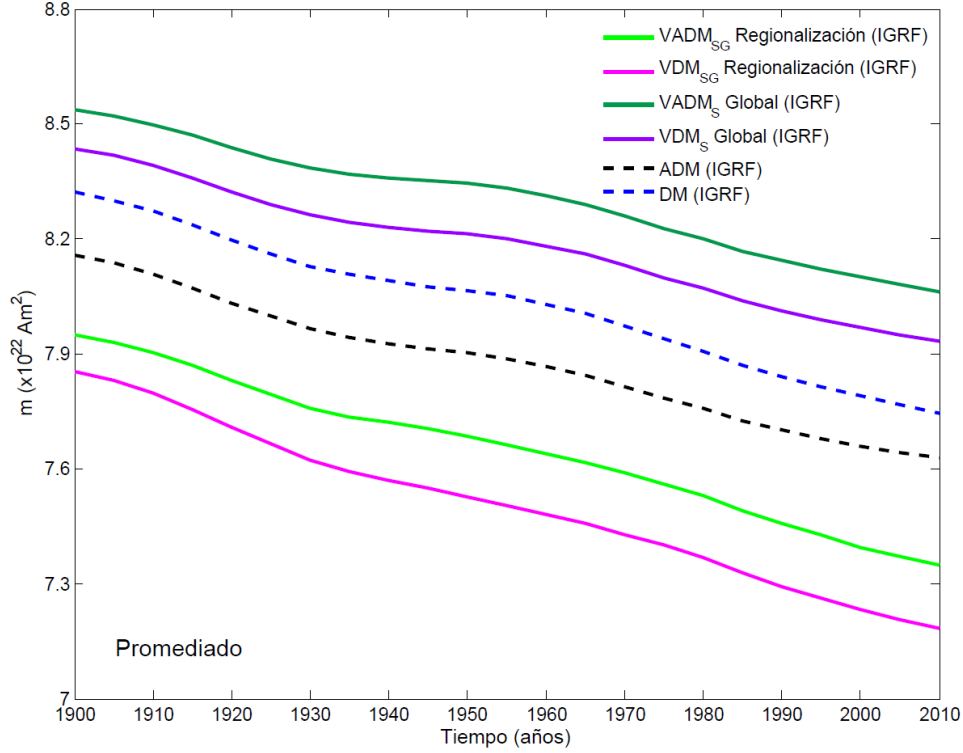


Fig. 3.7. $VADM_{SG}$ (verde) y VDM_{SG} (magenta) globales obtenidos a partir de datos sintéticos, logrados gracias al IGRF-11, siguiendo el método propuesto por Genevey et al. (2008) en las regiones mostradas en la Fig. 3.2. Además se representan las curvas de $VADM_S$ (verde oscuro) y VDM_S (morado) considerando una malla homogénea situada en la región Europea (ver Fig. 3.2) y las curvas de ADM (negro) y DM (azul).

En este caso, la Fig. 3.7 muestra cómo se ha conseguido recuperar la tendencia global del momento dipolar a partir de este esquema de regionalización (Fig. 3.2). La causa más probable es que con este esquema casi se ha cubierto completamente el globo, ya que las mallas cubren casi en su totalidad las cuatro regiones más importantes del mismo.

Sin embargo, es destacable la poca utilidad práctica de este esquema en lo que se refiere al cálculo directo del $VADM$ y VDM , ya que en la región africana, por ejemplo, apenas existen en la actualidad datos de arqueointensidad, y en la zona de Sudamérica la región más destacable es la peruana, que sólo abarca la parte noroccidental de este continente.

A continuación y a modo de resumen de este capítulo, expondremos los errores asociados al esquema de regionalización de Genevey et al. (2008) según las distintas mallas empleadas en este análisis. Para ello emplearemos las siguientes expresiones:

$$Diferencia\ SG\ (\%) = \frac{VADM_{SG}(VDM_{SG}) - ADM(DM)}{ADM(DM)} \times 100 \quad [3.3]$$

$$Diferencia\ S\ (\%) = \frac{VADM_S(VDM_S) - ADM(DM)}{ADM(DM)} \times 100 \quad [3.4]$$

$$\Rightarrow \text{Diferencia total (\%)} = |\text{Diferencia SG}| - |\text{Diferencia S}| \quad [3.5]$$

Las ecuaciones 3.3, 3.4 y 3.5 representan, respectivamente, la diferencia entre el $VADM_{SG}$ y VDM_{SG} calculado a partir de las mallas propuestas por Genevey et al. (2008) comparados ambos con el ADM y DM, la diferencia entre el $VADM_S$ y VDM_S obtenido directamente del promedio global, comparados también ambos con el ADM y DM, y la diferencia total, dada como la desviación que se produce entre los dos resultados anteriores.

Esquemas de regionalización	Diferencia SG (%) (VADM/VDM)	Diferencia S (%) (VADM/VDM)	Diferencia total (%) (VADM/VDM)
<i>Fig. 3.5</i>	5.96/6.11	6.26/6.24	0.30/0.13
<i>Fig. 3.6</i>	6.68/5.92	4.33/3.66	2.35/2.26
<i>Fig. 3.7</i>	-2.87/-6.54	2.87/-6.59	0.0011/0.042

Tabla 3.2. Diferencias entre las síntesis empleando el esquema de regionalización de Genevey et al. (2008) (diferencia SG) y empleando el promedio directo de los datos (diferencia S).

Se comprueba que con mallas de datos homogéneamente distribuidos (Fig. 3.7 y Fig. 3.5) las diferencias totales son menores que cuando empleamos distribuciones como la de la base de datos paleomagnéticos (Fig. 3.6). Esto significa que cuando la distribución es homogénea, las diferencias entre emplear un esquema de regionalización o promediar los valores directamente son mínimas. Obviamente, cuanto mayor sea el área cubierta por los datos, como es el caso de la Fig. 3.7, menores serán las diferencias. Por otro lado, si la distribución no es homogénea, como en la Fig. 3.6, el resultado empeora cuando se emplea un esquema de regionalización que con el promedio directo de los valores de $VADM_S$ y VDM_S , es decir, el esquema de regionalización propuesto por Genevey et al. (2008) parece ser insuficiente para resolver el problema de la no homogeneidad espacial de la base de datos paleomagnéticos, además de no solucionar tampoco el problema de la sobreestimación de las regiones con mayor cantidad de datos disponibles (Fig. 3.5), salvo cuando prácticamente todo el globo era considerado en las mallas regionales (Figs. 3.2 y 3.7).²

² Si se quiere ver otro esquema de regionalización adicional a los presentados en el trabajo, consulte las Figs. C.11 y C.12 del Apéndice C.

Capítulo 4

Criterios de calidad de las curvas del momento dipolar en las reconstrucciones de la actividad solar y en el estudio de la posible relación del CMT con el clima

En este capítulo analizamos el empleo de curvas de variabilidad del momento magnético terrestre en paleoclimatología. En primer lugar, se aborda un estudio sobre la fiabilidad de las correcciones empleadas en el ritmo de PI(R)C por el efecto del CMT. En segundo lugar, se analiza la posible correlación entre las variaciones del CMT y las variaciones climáticas.

Estos estudios requieren conocer las variaciones del momento dipolar en lapsos de tiempo del orden de miles de años. Lo que implica la utilización de datos paleomagnéticos para, o bien desarrollar modelos, o bien realizar promedios. El capítulo concluye con la propuesta de un primer protocolo con criterios de calidad básicos que se deberían tener en cuenta para poder establecer conexiones fiables entre el CMT y el clima.

4.1. Corrección del campo magnético terrestre en la producción de isótopos cosmogénicos

Snowball y Mucheler (2007) discuten tres estimaciones distintas del VDM que utilizan, posteriormente, para corregir datos de PI(R)C. En primer lugar estudian la evolución del VADM propuesta por Yang et al. (2000). El VDM se determina en este caso a partir de un promedio usando directamente los datos paleomagnéticos. La curva resultante es una señal de tipo escalón. En segundo lugar, emplean el momento dipolar calculado a partir del modelo CALS7K.2 (Korte y Constable, 2005). Y, por último, calculan el VDM a partir de un registro sedimentario localizado en latitudes altas (57°N a 64°N de latitud y 12°E a 25°E de longitud) llamado FENNORPIS (Snowball et al., 2007). Por otra parte, los registros de isótopos empleados se filtran previamente, pues asumen que su variabilidad está únicamente asociada a la influencia del campo dipolar geomagnético. Puesto que la variabilidad de alta frecuencia está relacionada con el Sol, mientras que la baja frecuencia está asociada a las variaciones del CMT, con el fin de eliminar progresivamente la alta frecuencia los filtros que se aplican son pasa baja, de 1/500 por año y 1/1000 por año. Estos autores llegan a la conclusión de que emplear el registro de FENNORPIS es la mejor opción para corregir el ritmo de PI(R)C.

El trabajo de Snowball y Mucheler (2007) nos parece muy criticable y no estamos de acuerdo con sus conclusiones. En primer lugar, el uso de datos sedimentarios produce un suavizado temporal artificial que no refleja la variabilidad del CMT. Por cierto, que suavizados del mismo orden o mayores están presentes en las otras dos estimaciones del VDM estudiadas

por los autores, por el tipo de promedios temporales que emplea Yang et al. (2000) y la inclusión de datos sedimentarios en el modelo CALS7K.2 (Korte y Constable, 2005). En segundo lugar, los registros sedimentarios permiten estimar paleointensidades relativas, no absolutas. En tercer lugar, por la variabilidad que asocian al VDM. Y, por último, por el efecto indirecto que se produce al utilizar una base de datos tan local.

Para visualizar el suavizado y el efecto indirecto que se produce al emplear la metodología propuesta por Snowball y Mucheler (2007) hemos sintetizado paleointensidades en la localidad donde se recogió el registro de FENNORPIS a partir de dos modelos globales: el ARCH3K.1 y el CALS10K.1b (Korte et al., 2011) y se ha realizado un estudio específico del efecto indirecto en la región escandinava a partir del IGRF-11 mediante el cálculo del VDM_S .

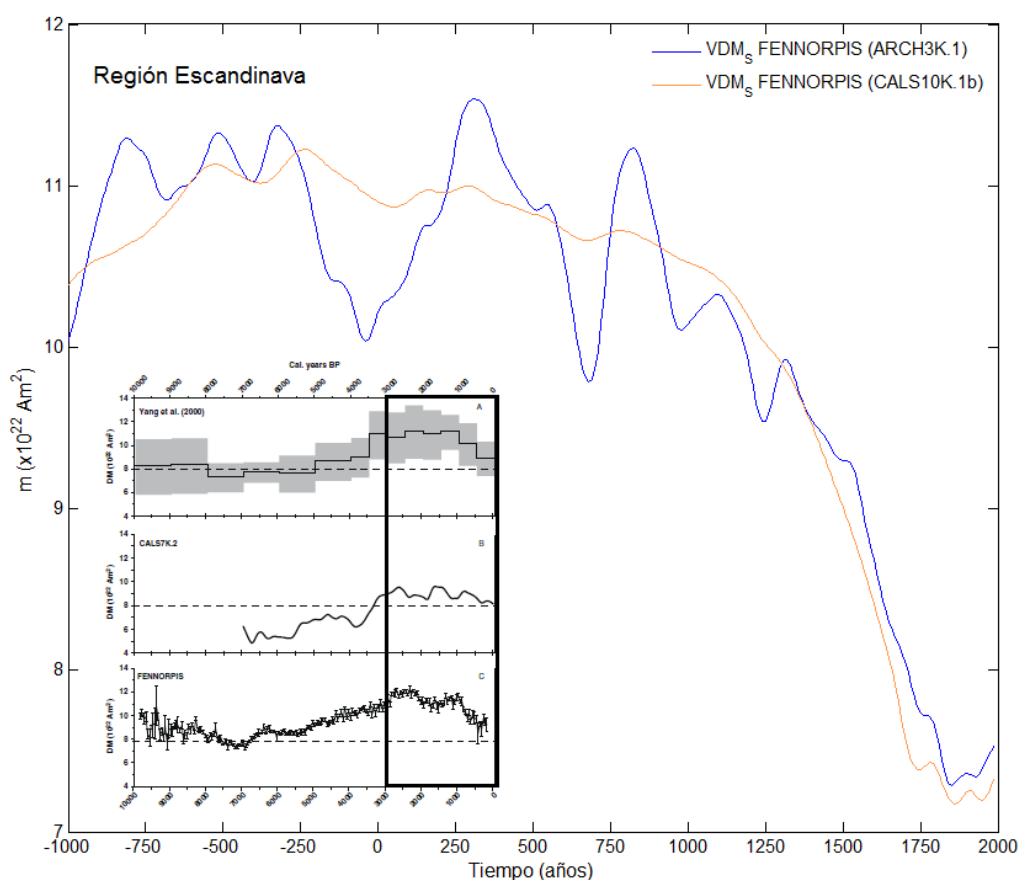


Fig. 4.1. Curvas de VDM centradas en la región Escandinava (60.5°N de latitud y 18.5°E de longitud) sintetizados a partir de dos modelos globales: (azul) ARCH3K.1 y (naranja) CALS10K.1b. También se muestran (de arriba abajo) los momentos dipolares de Yang et al. (2000), CALS7K.2 y el registro original de FENNORPIS que emplean Snowball y Mucheler (2007), recuadrando los últimos 3000 años de estudio.

La Fig. 4.1 muestra la variación del VDM en la región Escandinava donde se recogieron los testigos de FENNORPIS sintetizada a partir de los modelos ARCH3K.1 y el CALS10K.1b. Se observa claramente como el modelo de menor variabilidad es el que incluye datos sedimentarios como datos de entrada (CALS10K.1b). Mientras que el VDM determinado a partir del modelo ARCH3K.1 (que utiliza como datos de entrada datos arqueomagnéticos y de coladas volcánicas) presenta mayores fluctuaciones temporales, con periodos claramente por debajo de los 500 años. Aparte de estas cuestiones, es notorio el buen ajuste entre los datos de

los modelos y el registro FENNORPIS. Aunque conviene señalar que los resultados del testigo FENNORPIS fueron utilizados como datos de entrada para construir el modelo CALS10K.1b.

Para determinar el efecto regional se ha sintetizado la intensidad en ese punto a partir del IGRF-11, y se ha comparado el $VADM_{IS}$ y VDM_{IS} , obtenidos a partir de las ecuaciones B.3 y B.4 (ver Apéndice B), con el ADM y DM.

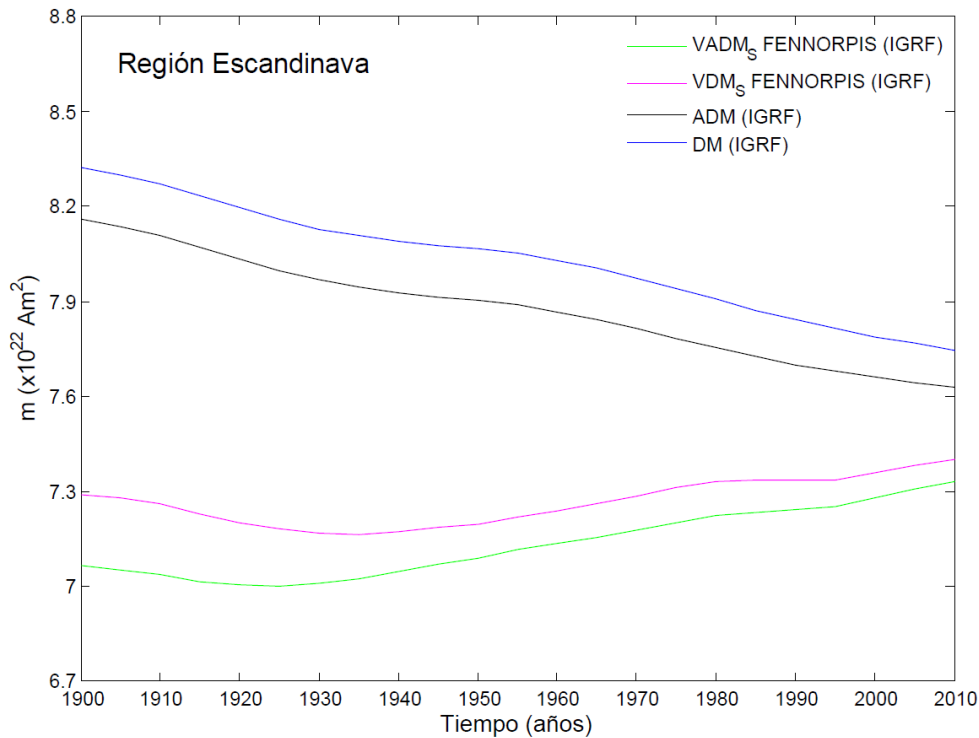


Fig. 4.2. Curvas de $VADM_S$ (verde) y VDM_S (magenta) sintetizadas a partir de los datos sintéticos de intensidad y/o inclinación obtenidos a partir de los coeficientes del IGRF-11, con las ecuaciones B.3 y B.4. Se representa asimismo el ADM (negro) y DM (azul) a partir de los coeficientes del IGRF-11, siguiendo las ecuaciones B.1 y B.2.

Como se observa en la Fig. 4.2, la variación esperada en la región donde se extrajo el testigo FENNORPIS está claramente afectada por los términos no dipolares asociados a la anomalía europea, ya que se observa un comportamiento análogo al de la Fig. 3.3. Esto significa que el efecto regional es importante y que no es adecuado corregir el ritmo de PI(R)C por momentos dipolares obtenidos a partir de datos tan locales.

El trabajo más reciente que emplea una corrección por la influencia del CMT para obtener una reconstrucción de la actividad solar es el realizado por Roth y Joos (2013) que utilizan el DM y ADM del modelo global ARCH3K.1 (Korte et al, 2009). Modelo que es, en nuestra opinión, el más adecuado, hasta la fecha, para desarrollar trabajos de esta índole. Sin embargo, existe un efecto regional indirecto que aún no se ha investigado. Este efecto es debido a que los datos arqueomagnéticos no están homogéneamente distribuidos sobre la superficie del globo y eso afecta al cálculo de los coeficientes de Gauss. Por otra parte, la escasez de datos paleomagnéticos, el bajo control cronológico de algunos de ellos y la falta de calidad de algunos de los datos de paleointensidad incorporados en la base de datos global, da lugar a que continuamente se vayan descubriendo detalles de la variación del CMT que no predicen los modelos. Por ejemplo, si sintetizamos la paleointensidad en un punto como París a

partir del modelo ARCH3K.1, y lo comparamos con los datos más recientes de intensidad recogidos por Gómez-Paccard et al. (2012), se puede observar cómo el modelo no predice las variaciones observadas sino que subestima las paleointensidades (Fig. 4.3).

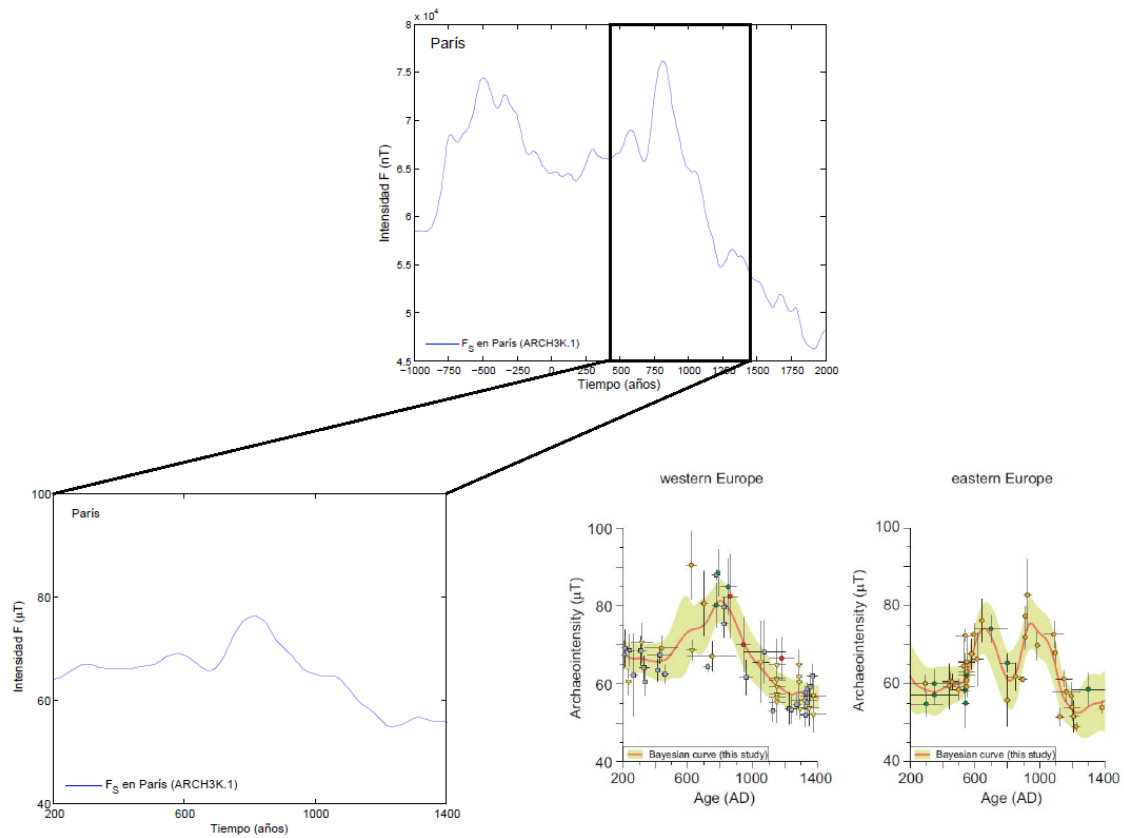


Fig. 4.3. Curvas de intensidad: (a) sintética obtenida con el modelo global ARCH3K.1, centrada en París durante los últimos 3000 años, (b) sintética obtenida con el modelo global ARCH3K.1, centrada en París desde el año 200 al 1400 d.C., (c) obtenidas para Europa Occidental y Europa Oriental con nuevos datos de arqueointensidad (Gómez-Paccard et al., 2012). Adaptada de Gómez-Paccard et al. (2012).

Así pues, aunque el ARCH3K.1 es el mejor modelo global que puede emplearse en este tipo de estudios, aún presenta problemas debidos fundamentalmente a la escasez de datos bien distribuidos globalmente. Y es necesario evaluar el efecto regional indirecto en la estimación del ADM y DM. Este último aspecto será un trabajo que desarrollaremos en un futuro próximo.

4.2. Variaciones del campo magnético terrestre y variabilidad climática

La posibilidad de que el CMT se encuentre relacionado con el clima terrestre se basa inicialmente en los estudios de Gallet et al. (2005) que relacionan fluctuaciones de la intensidad locales del CMT con la variabilidad climática (ver Fig. 1.1). El hecho de relacionar una variación global a través de una curva de paleointensidad de carácter local, nos plantea serias dudas sobre la posible existencia de un alto porcentaje de efecto regional (ver capítulo 3). Para cuantificar este efecto regional de la curva francesa hemos sintetizado los valores de la intensidad en París a partir del IGRF-11, y los hemos comparado con los valores del ADM y DM del propio modelo IGRF-11 (Fig. 4.4).

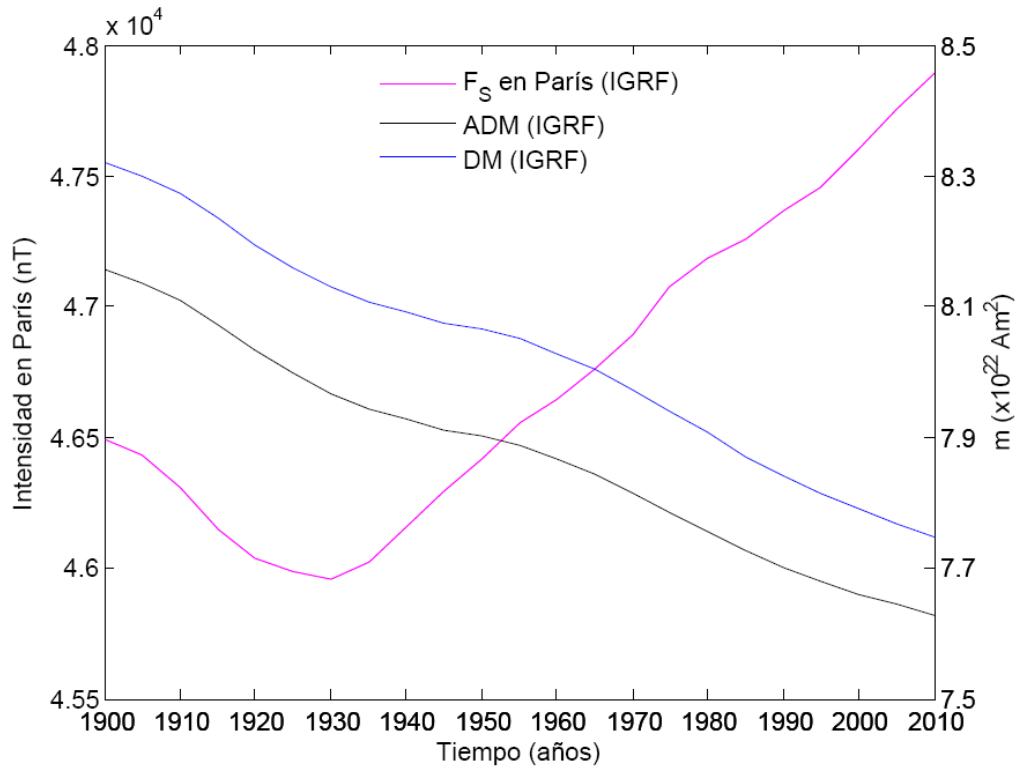


Fig.4.4. Curva de intensidad en París (magenta) junto con el momento dipolar axial (ADM, negro) y el momento dipolar (DM, azul) obtenidos a partir de las ecuaciones B.1 y B.2 con los coeficientes del IGRF-11.

Como se puede observar las tendencias en la variación de la intensidad local y del momento virtual son radicalmente opuestas. Se observa un aumento de la intensidad a partir del año 1930 (misma tendencia que la observada en la región europea, Fig. 3.3), mientras que la tendencia global para todo el intervalo temporal es una continua disminución del momento dipolar.

Por tanto, la correlación de una característica global como puede ser el clima, debe hacerse con un elemento asociado al CMT también de carácter global, ya que el CMT, al igual que el clima, presenta una alta variabilidad a escala regional, que no tiene por qué coincidir necesariamente con la asociada a escala global. La forma adecuada de proceder es comparar con modelos globales basados en datos arqueomagnéticos bien distribuidos o bien comparar con los valores promediados del VADM (o VDM) adecuadamente regionalizados.

Dado que la mejor metodología es utilizar el DM del mejor modelo actual, el ARCH3K.1, hemos comparado sus valores con los eventos climáticos considerados por Gallet et al. (2005). Como se puede observar (Fig. 4.5) no se distingue una correlación clara entre el momento dipolar y el avance y retroceso de glaciales.

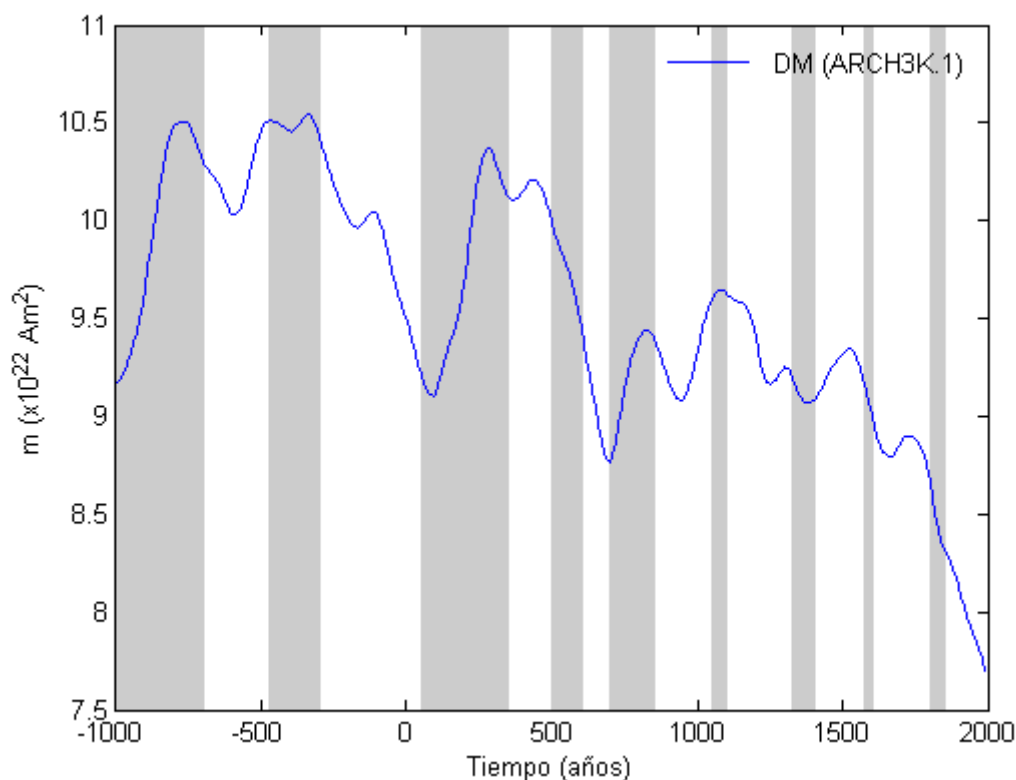


Fig. 4.5. Curva del momento dipolar calculado a partir de los coeficientes del modelo ARCH3K.1. Las variaciones climáticas son las empleadas por Gallet et al. (2005), provenientes del avance y retroceso de glaciares para los últimos 3000 años, estudiados por Holzhauser et al. (2005). Los periodos fríos están indicados por las bandas sombreadas. Modificada de Gallet et al. (2005).

Sin embargo, hay que señalar cuál es el estado de conocimiento actual sobre la variabilidad del CMT, los órdenes de magnitud de las variaciones del DM y la forma en la que se ha determinado el modelo ARCH3K.1 (utilizando todos los datos disponibles sin criterios de selección) y las curvas de variación locales (que frecuentemente utilizan filtros y sólo consideran datos de alta calidad).

A pesar de que hemos mencionado las limitaciones de los datos de la región europea al hacer extrapolaciones globales, es cierto que es en esta región donde mejor se puede investigar la variabilidad del CMT porque es donde hay una mayor concentración de datos paleomagnéticos y son, muchos de ellos, de alta calidad.

Una de las debilidades del estudio de Gallet et al. (2005) fue la ausencia de un análisis estadístico de la curva propuesta. Gómez-Paccard et al. (2008) discute los resultados de Gallet et al (2005) y propone una curva basada en una estadística bayesiana que aplica a la base de datos de paleointensidad de Europa Occidental (aplicando una serie de criterios de selección). El escaso número de datos y la dispersión que presentan, hacen que la curva generada sea muy suave y no se observen variaciones de corto periodo en la intensidad del CMT (Fig. 4.6).

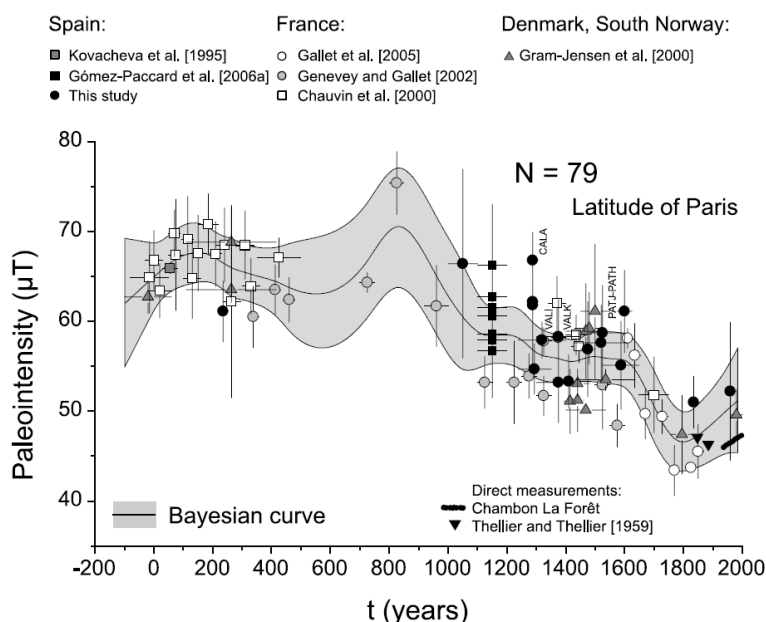


Fig. 4.6. Evolución de la intensidad geomagnética obtenida a partir de modelización bayesiana. La curva media es mostrada junto con el 95% de nivel de confianza de los errores marginales. N corresponde con 79 datos de paleointensidad disponibles de Europa Occidental, junto con medidas directas hechas en París. **Fuente:** Gómez-Paccard et al. (2008).

Posteriormente, Pavón-Carrasco et al. (2008) reabrió el debate al realizar un análisis regional de mayor amplitud, incorporando datos (sin filtrar) de toda Europa y encontrando variaciones similares a las propuestas por Gallet et al. (2005) (ver Fig. 1.2). Hay que hacer notar que dentro de Europa, la región que en 2008 contaba con una mayor densidad de datos arqueomagnéticos era Europa Oriental, no considerada en los anteriores estudios (Gallet et al., 2005, Gómez-Paccard et al., 2008).

Recientemente, los mismos autores (Gómez-Paccard et al., 2012) que discutían la alta variabilidad de la intensidad en Europa Occidental señalan ahora una fuerte variación en torno a los años 650 y 950 d.C. Los resultados también sugieren la ocurrencia de dos periodos de cambios de intensidad rápidos entre el 1100 y 1200 d.C., y alrededor del 1300 d.C. Esto sugiere que ritmos de variación tan rápidos como 20 μT por siglo sucedieron en Europa Oriental durante la época histórica. Resulta difícil estudiar unos ritmos de variación tan amplios ya que no se han observado variaciones similares en el último siglo. Y también resulta difícil explicar que estas variaciones no estén relacionadas con el campo dipolar.

Por último, el modelo ARCH3K.1, no es capaz de predecir los nuevos datos arqueomagnéticos que se están obteniendo (ver Fig. 4.3) y las curvas que genera no describen la variabilidad de los datos, debido a la presencia de regiones sin información y a la no utilización de criterios de calidad en los datos de entrada.

En resumen, la distribución espacio-temporal de la actual base de datos arqueomagnética genera importantes limitaciones en el estudio de la variabilidad del CMT. Como hemos visto en el capítulo 3, la regionalización propuesta por Genevey et al. (2008) para el cálculo de los promedios de los momentos virtuales no elimina el efecto regional. Y, por otra parte, existe un efecto regional indirecto en la generación de los modelos arqueomagnéticos globales que aún no está investigado.

Nota sobre las variaciones del clima en los últimos 3000 años

Gallet et al. (2005) utilizan como proxy climático el avance y retroceso de los glaciares en los Alpes en los últimos 3000 años investigado por Holzhauser et al. (2005). El clima varía mucho a escala regional, con lo que también cabría preguntarse si este proxy refleja realmente el comportamiento global del clima. Sin embargo, sí se puede afirmar que la elección de un proxy con estas características es un acierto, ya que el CMT no ejerce en él ningún tipo de influencia directa, es decir, no están, a priori, relacionados por ningún fenómeno físico conocido, como sí lo están los isótopos de origen cosmogénico.

Por otro lado, algunas de las curvas de variabilidad solar (TSI) que se utilizan en la actualidad están basadas en el ritmo de PI(R)C corregidos por modelos de CMT excesivamente suavizados. Si tenemos en cuenta que los cambios de TSI juegan un papel fundamental como forzamiento decadal en la variabilidad centenal a lo largo del último milenio, conocer adecuadamente la amplitud de sus variaciones es crucial. Así como determinar si hay variaciones que se atribuyen a variaciones en la actividad solar, que podrían estar originadas por variaciones del CMT.

Los modelos de variabilidad solar han cambiado también drásticamente en los últimos años. Los más recientes consideran fluctuaciones de menor amplitud (e.g. Krivova et al., 2007) que las de estudios previos (e.g. Bard et al., 2000). Aunque una reciente reconstrucción dada por Shapiro et al. (2011) está basada en variaciones más amplias en la TSI (Fig. 4.8). Para ver más información sobre este tema consultar Fernández-Donado et al. (2013).

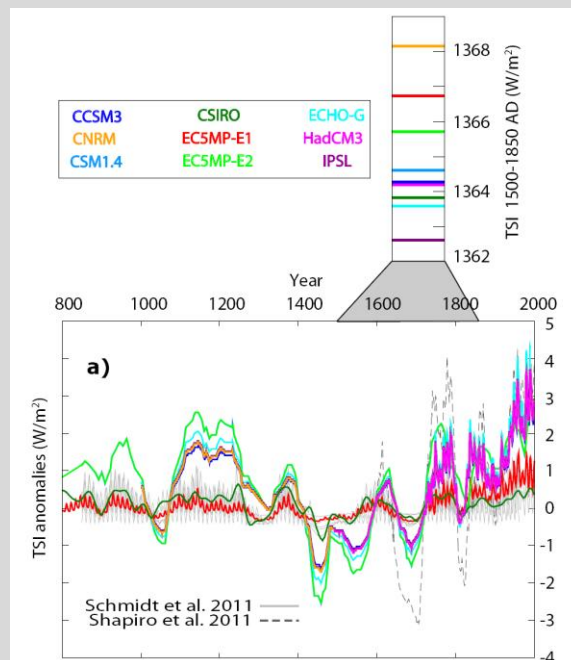


Fig. 4.7. Estimaciones de las anomalías de TSI durante el period comprendido entre 1500-1850 d.C., para distintos modelos. Adaptada de Fernández-Donado et al. (2013).

Una interesante línea de investigación sería la correlación entre las curvas de variabilidad solar obtenidas a partir de los ritmos de PI(R)C con el momento del CMT. Si es positiva, significará que no se habrá conseguido eliminar toda la influencia de este campo y, por tanto, estas curvas de variabilidad solar no serán adecuadas, pudiendo así mejorar las futuras estimaciones de la variabilidad de la TSI.

4.3. Primer protocolo de criterios de calidad para estudios del CMT relacionados con el clima

A la vista de los resultados mostrados en este trabajo, es bastante obvia la necesidad de establecer ciertas bases a la hora de llevar a cabo los estudios que relacionen la variabilidad climática con variaciones del CMT y con la PI(R)C. En esta última sección proponemos las bases del primer protocolo de criterios de calidad para la computación del momento dipolar en aplicaciones paleoclimáticas.

- I.** La corrección del ritmo de PI(R)C y las posibles correlaciones del CMT con el clima terrestre deben llevarse a cabo a partir del cálculo del momento dipolar global del CMT, recomendándose, por tanto, la NO utilización de datos o modelos del CMT de carácter regional, debido al efecto no dipolar.
- II.** Si por alguna razón es necesario la utilización de datos o modelos de carácter regional debe evaluarse el efecto regional.
- III.** Los datos arqueomagnéticos (y de coladas volcánicas) son los más adecuados para realizar modelos del CMT y generar curvas locales de aplicación paleoclimática. Los datos sedimentarios no proporcionan paleointensidades absolutas y presentan un gran suavizado por lo que filtran las fluctuaciones del CMT.
- IV.** Con respecto a la calidad de los datos paleomagnéticos utilizados, se deben establecer criterios de calidad, como los propuestos por Gómez-Paccard et al. (2012). La inclusión de datos poco fiables produce suavizados artificiales.
- V.** La correlación del CMT con el clima debe desarrollarse a través de proxies climáticos que reflejen el comportamiento global del clima y que no estén afectados a priori por ningún proceso físico que, directamente, relacione el proxy con el CMT, como por ejemplo, los isótopos cosmogénicos como proxies climáticos.

Estos son los cinco primeros artículos que deben ser la base de futuros estudios. El trabajo que queda por hacer es relevante pero este primer protocolo podría llegar a convertirse en un referente de utilidad, ya que se basa en un estudio detallado de carácter cuantitativo.

Conclusiones y trabajo futuro

En este trabajo hemos querido dar una visión lo más amplia y cuantitativa posible de los principales problemas que en la actualidad se presentan al estimar el momento dipolar del CMT. Las principales conclusiones se pueden resumir en:

- 1) En el último siglo, el error que se comete al estimar el momento dipolar a partir del VDM es de 1.8%, mientras que el del VADM es del 5.1%. Por lo que siempre que sea posible, es mejor estimar el VDM. En paleomagnetismo es habitual estimar una mezcla de VADM y VDM, nuestro análisis indica que no es una práctica aconsejable. En cualquier caso el efecto de la contribución no dipolar es pequeño, por debajo del típico error que se produce en la estimación de paleointensidades.
- 2) El efecto regional puede producir, por el contrario, grandes errores. Del estudio del efecto regional que hemos realizado se extraen dos conclusiones importantes:
 - 2.1. Durante el último siglo, el efecto regional en Europa y Sudamérica puede llegar a superar el 20%. Este efecto está asociado al cuadrupolo (y también al octupolo en el caso de Europa).
 - 2.2 El esquema de regionalización propuesto por Genevey et al. (2008) no logra solucionar la sobreestimación del efecto del área con más datos disponibles (Eurasia Occidental). Además, una regionalización con mallas homogéneamente distribuidas aporta mejores resultados que mallas inhomogéneas.
- 3) Se han establecido una serie de criterios de selección que recomendamos se sigan en trabajos posteriores.
- 4) Se recomienda el uso de modelos globales basados en datos arqueomagnéticos (como el ARCH3K.1). Sin embargo, es destacable que este modelo subestime los nuevos datos de arqueointensidad disponibles (Gómez-Paccard et al., 2012).
- 5) Es necesario investigar, en un futuro, el efecto regional indirecto: la influencia de la heterogénea distribución espacio-temporal de la base de datos paleomagnética en la propia determinación de estos modelos.
- 6) Existe una gran necesidad de aumentar y mejorar la base de datos paleomagnética, más específicamente, la de arqueointensidad. Aumentar la base de datos del Hemisferio Sur es primordial para obtener modelos de evolución del CMT fiables.

Referencias

- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou y J. Jouzel** (2000). Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. (W. O. Library, Ed.) *Tellus B*, 52 (3), 985-992.
- Butler, R.F.** (1998). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic Edition.
- Carcaillet, J., D. L. Bourle's, N. Thouveny y M. Arnold.** (2004). A high resolution authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ record of geomagnetic moment variations over the last 300 ka from sedimentary cores of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 397-412.
- Chauvin, A., Y. Garcia, P. Lanos y F. Laubenheimer.** (2000). Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. (Elsevier, Ed.) *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 120 (1), 111-136.
- Courtillot, V., Y. Gallet, J. L. Le Mouél, F. Fluteau y A. Genevey** (2007). Are there connections between the Earth's magnetic field and climate? (Elsevier, Ed.) *Earth and Planetary Science Letters*, 253 (3), 328-339.
- De Santis, A.** (2007). How persistent is the present trend of the geomagnetic field to decay and, possibly, to reverse? (Elsevier, Ed.) *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 162 (3), 217-226.
- Donadini, F., M. Korte y C. G. Constable.** (2009). Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 .
- Dormy, E.** (2006). The origin of the Earth's magnetic field: fundamental or environmental research? *Europhysics News*, 37, 22-25.
- Fernández-Donado, L., J. F. González-Rouco, C. C. Raible, C. M. Ammann, D. Barriopedro, E. García-Bustamante, J.H. Jungclauss, S.J. Lorenz, J. Luterbacher, S.J. Phipps y otros.** (2013). Large-scale temperature response to external forcing in simulations and reconstructions of the last millennium. (C. GmbH, Ed.) *Climate of the Past*, 9 (1), 393-421.
- Finlay, C.C.** (2008). Historical variation of the geomagnetic axial dipole. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 170, 1-14.
- Finlay, C. et al.** (2010). International geomagnetic reference field: the eleventh generation. *Geophysical Journal International*, 183 (3), 1216-1230.
- Gallet, Y., A. Genevey y F. Fluteau** (2005). Does earth's magnetic field secular variation control centennial climate change? *Earth and Planetary Science Letters*, 236 (1), 339-347.
- Genevey, A., Y. Gallet, C. Constable, M. Korte y G. Hulot.** (2008). ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (4), Q04038.
- Gibert, W.** (1600). On the magnet, magnetick bodies also, and on the great magnet the earth; a new Physiology, demonstrated by many arguments & experiments (De magnete). Facsimile of Peter Short, London (1600), 1st edition, in Latin.
- Gómez-Paccard, M., Ph. Lanos, A. Chauvin, G. McInstosh, M.L. Osete, G. Catanzariti, V.C. Ruiz** (2006). The first Archaeomagnetic secular variation curve for the Iberian Peninsula. Comparison with other data from Western Europe and with global geomagnetic field models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12).
- Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos y J. Thiriot** (2008). New archeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in western Europe over the past 2000 years. (W. O. Library, Ed.) *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B9), 1978-2012.

- Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos, P. Dufresne, M. Kovacheva, M. J. Hill, E. Beamud, S. Blain, A. Bouvier, P. Guibert, Archaeological Working Team** (2012). Improving our knowledge of rapid geomagnetic field intensity changes observed in Europe between 200 and 1400 AD. *Earth and Planetary Science Letters*, 355–356, 131–143.
- Gubbins, D., A.L. Jones y C.C. Finlay** (2006). Fall in Earth's Magnetic Field is erratic. *Science*, 312 (5775), 900 - 902.
- Holzhauser, H., M. Magny y Zümbuhl, H.** (2005). Glacier and lake-level variations in west central Europe over the last 3500 years. *Holocene*, 15, 789–801.
- Jackson, A., A.R.T. Jonkers y M.R. Walker** (2000). Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358 (1768), 957-990
- Korte, M. y C. Constable** (2005). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2 CALS7K. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6.
- Korte, M. y C. Constable** (2011). Improving geomagnetic field reconstructions for 0–3 ka. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 188 (3-4), 247-259.
- Korte, M., A. Genevey, C. Constable, U. Frank y E. Shnepp** (2005). Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. a new global dta compilation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6 (2).
- Korte, M., F. Donadini y C. Constable** (2009). Geomagnetic field for 0-3 ka: 2. A new series of time-varying global models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10 (6).
- Korte, M., C. Constable, F. Donadini, R. Holme** (2011). Reconstructing the Holocene geomagnetic field. *Earth and Planetary Science Letters*, 312 (3-4), 497-505.
- Krivova, N.A., L. Balmaceda y S.K. Solanki** (2007). Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. (E. Sciences, Ed.) *Astronomy and Astrophysics*, 467(1), 335-346.
- Pavón-Carrasco, F. J., M. L. Osete, J. M. Torta y L. R. Gaya-Piqué** (2008). A regional archaeomagnetic model for the palaeointensity in Europe for the last 2000 years and its implications for Climatic Change. *Pure and Applied Geophysics*, 165 (6), 1209-1225
- Pavón-Carrasco, F. J., M. L. Osete, J. M. Torta y L. R. Gaya-Piqué** (2009). A regional archeomagnetic model for Europe for the last 3000 years. SCHA. DIF. 3K: Applications to archeomagnetic dating. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q03013 .
- Pavón-Carrasco, F.J., M. L. Osete, y J. M. Torta** (2010). Regional modeling of the geomagnetic field in Europe from 6000 to 1000 B.C. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q11008.
- Roth, R. y F. Joos** (2013). A reconstruction of radiocarbon production and total solar irradiance from the holocene 14 c and co 2 records: implications of data and model uncertainties. *Climate of the Past Discussions*, 9 (2), 1165-1235.
- Shapiro, A.I., W. Schmutz, E. Rozanov, M. Schoell, M. Haberreiter, A.V. Shapiro, y S. Nyeki** (2011). A new approach to long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astronomy and Astrophysics*, 529 (A67).
- Snowball I. y R. Muscheler** (2007). Palaeomagnetic intensity data: an achilles heel of solar activity reconstruction. *The Holocene*, 17 (6), 851-859.
- Snowball, I., L. Zilléna, A. Ojalab, T. Saarinen y P. Sandgren** (2007). FENNOSTACK and FENNORPIS: Varve dated Holocene palaeomagnetic secular variation and relative palaeointensity stacks for Fennoscandia. *Earth and Planetary Science Letters*, 255 (1–2), 106–116.
- Yang S., H. Odah y J. Shaw.** (2000). Variations in the geomagnetic depole moment over the last 12000 years. *Geophysical Journal International*, 140 (1), 158-162.

APÉNDICES

Apéndice A

Análisis armónico esférico (SHA). Momento dipolar axial virtual (VADM) y momento dipolar virtual (VDM)

En 1838, Carl Friedrich Gauss desarrolló el primer modelo completo del CMT a partir del análisis de armónicos esféricos. Considerando una Tierra esférica estableció los valores de los 24 primeros coeficientes de dicho análisis a partir de valores de declinación (D), inclinación (I) e intensidad (F) del campo geomagnético de los que se disponía hasta ese momento. De esta forma, Gauss demostró matemáticamente que el CMT era fundamentalmente de origen interno (aproximadamente el 95%), y es denotado como Campo Principal.

Por otro lado, se entiende por modelo completo del campo geomagnético aquel que es generado a partir de tres componentes ortogonales de dicho campo: X (norte), Y (este), Z (vertical); o por una combinación de estos tres elementos independientes: D (declinación), I (inclinación), F (intensidad). La declinación es el ángulo que forma la componente horizontal del CMT con la dirección del norte geográfico, la inclinación es el ángulo que forma el vector CMT con la dirección este, y la intensidad es el módulo del vector CMT (ver Fig. A.1).

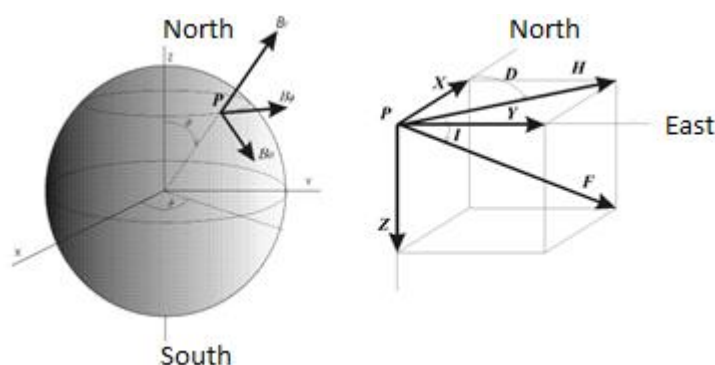


Fig.A.1. Elementos geomagnéticos

Este análisis pionero en armónicos esféricos sigue siendo empleado en la actualidad para la modelización del CMT, aunque con el uso de nuevas técnicas más sofisticadas.

A.1. Teoría de potencial

Para describir el Campo Principal es necesario partir de las ecuaciones de Maxwell. Se considera una región libre de cargas, tanto eléctricas como magnéticas, limitada en su base inferior por la superficie de la Tierra y en la parte superior por la baja ionosfera y la alta troposfera (a partir de unos 50 km de altura aproximadamente).

Empecemos analizando las ecuaciones de Maxwell asociadas con el vector de inducción magnética \mathbf{B} , teniendo en cuenta las asunciones previas:

$$\vec{\nabla} \mathbf{B} = 0 \quad [\text{A. 1}]$$

$$\vec{\nabla} \times \mathbf{B} = \mu \left(\mathbf{J} + \vec{\nabla} \times \mathbf{M} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) \quad [\text{A. 2}]$$

La primera ecuación A.1 relacionada con \mathbf{B} informa de la inexistencia de monopolos magnéticos (al menos hasta el momento no han podido ser aislados). Esto significa que las líneas de campo en la Tierra son cerradas, es decir, emergen de una región cercana al polo sur geográfico (polo norte magnético) y penetran en la Tierra cerca del norte geográfico (polo sur magnético).

La segunda ecuación presentada, A.2, conecta el vector de inducción magnético \mathbf{B} con sus fuentes de creación, como son la densidad de corriente \mathbf{J} , un material magnetizado \mathbf{M} y/o una corriente eléctrica variable con el tiempo $\mathbf{D}(t)$. Debido a que el Campo Principal es estudiado en una zona aproximadamente aislada, se puede considerar que las fuentes de creación de \mathbf{B} son despreciables y A.2 en este caso será:

$$\vec{\nabla} \times \mathbf{B} = 0 \quad [\text{A. 3}]$$

La ecuación A.3 implica entonces que:

$$\mathbf{B} = -\vec{\nabla} V \quad [\text{A. 4}]$$

Siendo V el potencial geomagnético.

Combinando la información de A.1 y A.4 podemos obtener entonces:

$$\vec{\nabla} \mathbf{B} = \vec{\nabla}(-\vec{\nabla} V) = -\nabla^2 V = -\Delta V = 0 \Rightarrow \boxed{\Delta V = 0} \quad [\text{A. 5}]$$

Este resultado implica que existe un potencial escalar magnético V que satisface la ecuación de Laplace A.5. Las consecuencias de esto son muy importantes:

1. Dadas unas condiciones de frontera, por el teorema de Dirichlet este potencial existe,
2. Por el teorema de Stokes este potencial será único,
3. Por ser una función analítica, este potencial será armónico.

Gauss ya demostró el 1839 que este potencial podía ser reescrito como una expansión en armónicos esféricos (SHA). Sin embargo, este no es el único método para modelar el campo geomagnético.

Es necesario destacar en este punto el hecho de que el potencial geomagnético V es, en realidad, un artefacto matemático empleado para representar el CMT a partir de fuentes

magnéticas “virtuales” localizadas en el interior de la Tierra. Sin embargo, en la realidad física estas fuentes no se encuentran ahí, ni este potencial puede, por tanto, ser medido.

Además, el SHA no proporciona una única solución física ya que hay infinitas situaciones que pueden generar este potencial V , aunque con las condiciones de Dirichlet y Neumann la solución matemática obtenida sí lo sea.

A.2. El SHA

Como es posible considerar, en primera aproximación, la Tierra como una esfera, la ecuación de Laplace A.5 puede ser resuelta en coordenadas esféricas. Si el potencial geomagnético V es definido en dichas coordenadas como $V(r, \theta, \lambda)$, entonces la ecuación A.5 se puede reescribir como:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0 \quad [\text{A. 6}]$$

Resolviendo la ecuación A.6 por separación de variables, su solución puede ser escrita como:

$$V(r, \theta, \lambda) = f(r) \cdot g(\theta) \cdot h(\lambda) \quad [\text{A. 7}]$$

Con $f(r)$, $g(\theta)$ y $h(\lambda)$ tres funciones analíticas dependientes del radio, la colatitud geográfica y la longitud, respectivamente.

Si aplicamos la solución A.7 a la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas A.6, se derivan tres ecuaciones diferenciales de autovalores, las cuales están asociadas con estas tres variables (r, θ, λ) .

✓ Para la distancia radial:

$$\frac{1}{r^2} \frac{d^2 f(r)}{dr^2} + 2r \frac{df(r)}{dr} - n(n+1)f(r) = 0 \quad [\text{A. 8}]$$

✓ Para la colatitud geográfica:

$$\frac{d}{d\theta} \left(\sin \theta \frac{dg(\theta)}{d\theta} \right) + g(\theta) \left[n(n+1) \sin \theta - \frac{m^2}{\sin \theta} \right] = 0 \quad [\text{A. 9}]$$

✓ Para la longitud geográfica:

$$\frac{d^2 h(\lambda)}{d\lambda^2} + m^2 h(\lambda) = 0 \quad [\text{A. 10}]$$

Donde m y n son parámetros constantes introducidos al resolver la ecuación A.6 para cada una de las variables.

Teniendo además en cuenta las condiciones de frontera para la Tierra considerada esférica:

$$V(r, \theta, \lambda) = V(r, \theta, \lambda + 2\pi); \quad \frac{\partial V(r, \theta, \lambda)}{\partial \lambda} = \frac{\partial V(r, \theta, \lambda + 2\pi)}{\partial \lambda} \quad [\text{A. 11}]$$

$$V(r, \theta_i, \lambda) = 0 \quad \text{si } m \neq 0; \quad \frac{\partial V(r, \theta_i, \lambda)}{\partial \theta} = 0 \quad \text{si } m = 0, \quad \text{con } \theta_i = 0, \pi \quad [\text{A. 12}]$$

Aplicadas a las ecuaciones A.8, A.9 y A.10, se pueden obtener las soluciones a las mismas, que presentan la siguiente forma:

$$f(r) = Ar^n + Br^{-(n+1)} \quad [\text{A. 13}]$$

$$g(\theta) = P_n^m(\cos\theta) \quad [\text{A. 14}]$$

$$h(\lambda) = Ce^{im\lambda} + De^{-im\lambda} \quad [\text{A. 15}]$$

Así, la solución A.13 nos informa de la presencia de un potencial externo e interno en la Tierra. El término proporcional a r^n está asociado con la solución del potencial externo, ya que si r aumenta, este término también lo hace, mientras que el segundo término, proporcional a $r^{-(n+1)}$, corresponde al potencial de origen interno, ya que si r aumenta, este término disminuye, es decir, en la superficie de la Tierra el potencial geomagnético de origen interno es menor que en el centro del planeta.

Por otro lado, la solución A.14 nos plantea dos posibilidades correspondientes a las funciones asociadas de Legendre de primera y segunda especie ($P_n^m(\cos\theta)$ y $Q_n^m(\cos\theta)$, respectivamente). Las funciones asociadas de Legendre de segunda especie presentan una singularidad en $\theta=0$ y $\theta=\pi$, por lo que deben ser rechazadas de la solución con el fin de que V sea una función finita sobre la esfera. Así, las funciones asociadas de Legendre de primera especie serán la solución en colatitud (A.14).

Finalmente, la solución A.15 para la longitud puede ser reescrita como:

$$h(\lambda) = C[\cos(m\lambda) + i\sin(m\lambda)] + D[\cos(m\lambda) - i\sin(m\lambda)] \quad [\text{A. 16}]$$

Con i la unidad imaginaria.

Los autovalores m y $n(n+1)$ son constantes enteras para la solución sobre la esfera, con n el grado del polinomio y m el orden de la función, cumpliendo que $m \leq n$. La combinación de las funciones asociadas de Legendre A.14 con las soluciones de longitud A.15 ó A.16, forman lo que se conoce como armónicos de superficie o armónicos esféricos. Estas funciones son ortogonales sobre la esfera y se encuentran normalizadas (semi-normalización de Schmidt). Para una mayor y más completa información y descripción de estas funciones armónicas se puede consultar *Spherical Functions of Mathematical Geosciences* (Freedon y Schreiner, 2009).

Así, los armónicos de superficie se pueden escribir como:

$$Y_n^m(\theta, \lambda) = P_n^m(\cos\theta)\cos(m\lambda) \quad [\text{A. 17}]$$

$$Z_n^m(\theta, \lambda) = P_n^m(\cos\theta)\sin(m\lambda) \quad [\text{A. 18}]$$

Con $P_n^m(\cos\theta)$ los polinomios de Schmidt.

Como cualquier combinación lineal de estos armónicos de superficie es también solución, se puede escribir:

$$Y(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [G_n^m P_n^m(\cos\theta)\cos(m\lambda) + H_n^m P_n^m(\cos\theta)\sin(m\lambda)] \quad [\text{A. 19}]$$

Por lo tanto, a partir de A.7, A.13 y A.19 la solución final será:

$$V(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{r}{a}\right)^n \sum_{m=0}^n [b_n^m \cos(m\lambda) + c_n^m \sin(m\lambda)] P_n^m(\cos\theta) \\ + a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos(m\lambda) + h_n^m \sin(m\lambda)] P_n^m(\cos\theta) \quad [\text{A. 20}]$$

$$\Rightarrow V(r, \theta, \lambda) = V_{\text{ext}}(r, \theta, \lambda) + V_{\text{int}}(r, \theta, \lambda) \quad [\text{A. 21}]$$

Siendo a el radio medio de la Tierra y b_n^m , c_n^m , g_n^m y h_n^m los coeficientes de Gauss.

De esta forma, hemos obtenido dos ecuaciones distintas para el potencial geomagnético V dependiendo de si $r > a$ ó $r < a$. Cada posible combinación de estas funciones dará una solución de este potencial escalar, que podrá ser expresado a su vez por una contribución interna y externa.

Es necesario además destacar algunos detalles una vez llegados a este punto:

1. Los términos a/a^n y $a \cdot a^{n+1}$, con a el radio medio de la Tierra, son introducidos con el fin de que las unidades de los coeficientes b_n^m , c_n^m , g_n^m y h_n^m sean iguales a las del campo magnético, es decir, nanoteslas (nT).
2. No se considera el grado $n=0$ debido a que este término sería proporcional a $1/r$, es decir, a un monopolo magnético situado en el centro de la Tierra. Como esto incumple la condición impuesta por las ecuaciones de Maxwell A.1, es despreciado. Por otro lado, para el caso del potencial externo, este término será proporcional a r , y como $P_0^0(\cos\theta)=1$, entonces $V=1$, por lo que el potencial externo V_{ext} sería constante, no proporcionando de esta manera ninguna información adicional al resultado, ya que:

$$\vec{\nabla}V = 0 = -\mathbf{B} \quad [\text{A. 22}]$$

No existe campo magnético derivado de un potencial constante.

3. Si se quiere representar el campo geomagnético a partir del potencial geomagnético V , se debe tener en cuenta que dicho potencial no es observable y no puede, por tanto, ser medido. Así, se necesita establecer una serie de relaciones entre ambas magnitudes, y esto se consigue a partir de los elementos geomagnéticos X , Y , Z (ver Fig. A.1). Dichas relaciones son derivadas de la ecuación A.4 y la expresión del gradiente en coordenadas esféricas $\vec{\nabla} = \left(-\frac{\partial}{\partial r}, -\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta}, \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \right)$:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad [1.23]$$

$$Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda} \quad [1.24]$$

$$Z = \frac{\partial V}{\partial r} \quad [1.25]$$

Con el objetivo de comprender mejor la solución A.20, vamos a considerar el espacio dividido en tres regiones diferentes (Fig. A.2).

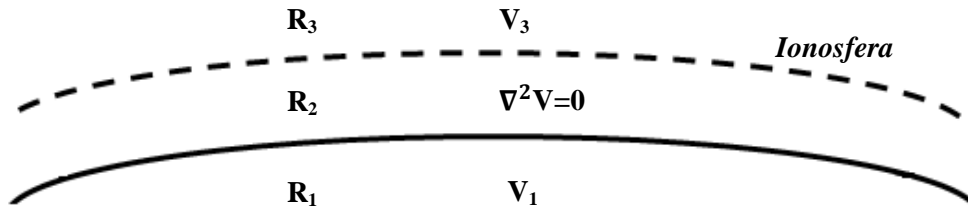


Fig. A.2. Regiones empleadas en el análisis del potencial geomagnético V

En R_2 es válida la expresión $\nabla^2 V = 0$ porque no existen fuentes en ella. Consideremos V como:

$$V = V_1 + V_3 \quad [A. 26]$$

V_1 es el potencial cuyas fuentes se encuentran situadas en R_1 (análogo al V_{int} de A.20 y A.21), mientras que V_3 es el potencial cuyas fuentes se hallan en R_3 (correspondiendo así al V_{ext} de A.20 y A.21).

Como V_1 no tiene ninguna fuente ni en R_2 ni en R_3 , satisface la ecuación $\nabla^2 V_1 = 0$ en estas regiones. Sin embargo, si observamos la ecuación A.20, el primer término aumentaría indefinidamente si r aumentase, a menos que los coeficientes asociados con el potencial externo, b_n^m and c_n^m , fuesen nulos. Así, la ecuación A.20 se reduciría al segundo término únicamente, es decir, al potencial interno.

$$V_{\text{int}}(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos(m\lambda) + h_n^m \sin(m\lambda)] P_n^m(\cos \theta) \quad [A. 27]$$

Análogamente se puede argumentar que V_3 está asociado con el potencial de origen externo, ya que se debe evitar la singularidad en $r=0$ en el segundo término de A.20.

$$V_{ext}(r, \theta, \lambda) = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{r}{a}\right)^n \sum_{m=0}^n [b_n^m \cos(m\lambda) + c_n^m \sin(m\lambda)] P_n^m(\cos\theta) \quad [A. 28]$$

De esta forma queda demostrado que si el potencial del campo observado sobre la superficie terrestre puede ser expresado a partir de la ecuación de Laplace A.5, entonces dicho potencial puede ser separado en dos contribuciones diferentes, una interna y otra externa.

Gauss probó que esta contribución interna era la más importante (Campo Principal, cuando se promedia en un año y para una distancia de 10^6 km^2), ya que los coeficientes b_n^m y c_n^m del potencial externo (ver ecuación A.20) son nulos/despreciables.

A.3. Interpretación física de los coeficientes de Gauss

Al ser la contribución de origen interno la más importante del CMT, en esta sección analizaremos la interpretación de los primeros términos del desarrollo del potencial de origen interno V_{int} .

Evaluemos en primer lugar la ecuación A.27 para grado uno, es decir, $n=1$ y $m=0, 1$:

$$n = 1: \quad V_{int}(r, \theta, \lambda) = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 \cos\theta + g_1^1 \cos\lambda \sin\theta + h_1^1 \sin\lambda \sin\theta] \quad [A. 29]$$

Donde a es el radio medio de la Tierra, r es la distancia desde la que se observa el campo, g y h son los coeficientes de Gauss y:

$$\begin{aligned} P_1^0(\cos\theta) &= \cos\theta \\ P_1^1(\cos\theta) &= \sin\theta \end{aligned}$$

Si comparamos esta ecuación A.29 con el potencial generado por un dipolo:

$$V = K \frac{\vec{m} \cdot \hat{r}}{r^2} = K \frac{m \cos\theta^*}{r^2} \quad [A. 30]$$

Donde m es el momento magnético del dipolo, θ^* es la colatitud geomagnética, es decir, la distancia angular existente entre el punto en el cual medimos el CMT y el polo norte geomagnético y K es una constante igual a:

$$K = \frac{\mu_0}{4\pi}$$

Donde μ_0 es la permeabilidad magnética en el vacío y es igual a $4\pi \cdot 10^{-7} \text{ N/A}^2$.

La ecuación A.30 también se puede escribir como:

$$V = K \frac{\vec{m} \cdot \hat{r}}{r^2} = K \frac{m_1 x_1 + m_2 x_2 + m_3 x_3}{r^2} \quad [A. 31]$$

Como en la esfera:

$$\begin{aligned} x_1 &= \text{sen}\theta \cos\lambda \\ x_2 &= \text{sen}\theta \sin\lambda \\ x_3 &= \cos\theta \end{aligned} \quad [A. 32]$$

Entonces A.31 puede reescribirse como:

$$V = \frac{K}{r^2} [m_1 \text{sen}\theta \cos\lambda + m_2 \text{sen}\theta \sin\lambda + m_3 \cos\theta] \quad [A. 33]$$

Si ahora comparamos las ecuaciones A.29 y A.33, lograremos las siguientes relaciones de los coeficientes de Gauss:

$$g_1^0 = K \frac{m_3}{a^3} \Rightarrow m_3 = \frac{g_1^0 a^3}{K} \quad [A. 34]$$

$$g_1^1 = K \frac{m_1}{a^3} \Rightarrow m_1 = \frac{g_1^1 a^3}{K} \quad [A. 35]$$

$$h_1^1 = K \frac{m_2}{a^3} \Rightarrow m_2 = \frac{h_1^1 a^3}{K} \quad [A. 36]$$

La suma de las componentes nos proporcionará el módulo del momento magnético del dipolo:

$$|\vec{m}| = \frac{a^3}{K} \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} \quad [A. 37]$$

El resultado obtenido en las ecuaciones A.34, A.35 y A.36 nos informa de que el potencial de origen interno de primer grado corresponde a un dipolo centrado e inclinado en el centro de la Tierra. La ecuación A.34 representa el dipolo situado en el centro de la Tierra con su eje en el eje de rotación del planeta, es decir, un dipolo axial. Por su parte, A.34, A.35 y A.36 se asocian con el dipolo inclinado y centrado.

Si reproducimos este proceso para grado dos, se obtendrán los términos del cuadrupolo, los cuales serán proporcionales a r^{-3} ; para grado tres, los términos octupolares, proporcionales a r^{-4} ; etc.

Modelos recientes del CMT indican que la contribución del dipolo inclinado aproximadamente 11° da cuenta de más del 98% del campo geomagnético en términos de magnitud en la superficie de la Tierra (Jacobs, 1991).

A.4. VADM y VDM

Una vez conocida la técnica del SHA y la interpretación de los coeficientes de Gauss de dicho desarrollo, ya podemos obtener las expresiones de los momentos magnéticos que emplearemos a lo largo de todo este estudio.

Partamos de la ecuación A.4, a partir de la cual ya se puede conocer la expresión del vector de inducción magnética \mathbf{B} .

Gracias a la Fig. A.1 se pueden establecer las siguientes relaciones entre los elementos magnéticos y las tres componentes de \mathbf{B} en coordenadas esféricas:

$$B_r = -Z \quad [A. 38]$$

$$B_\lambda = Y \quad [A. 39]$$

$$B_\theta = -X \quad [A. 40]$$

Como nuestro objetivo es determinar el momento magnético dipolar en función de los elementos geomagnéticos D, I, F, vamos a partir de la ecuación del potencial del dipolo A.30 y vamos a aplicarla a la A.4, con el gradiente en coordenadas esféricas $\vec{\nabla} = \left(-\frac{\partial}{\partial r}, -\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial \theta}, \frac{1}{r\sin\theta}\frac{\partial}{\partial \lambda}\right)$. Si tenemos en cuenta las ecuaciones A.23, A.24 y A.25, y suponemos un sistema de referencia en el que la componente B_λ sea nula, entonces obtendremos:

$$B_r = -Z = 2K \frac{m}{r^3} \cos\theta^* \quad [A. 41]$$

$$B_\lambda = 0 \quad [A. 42]$$

$$B_\theta = -X = H = K \frac{m}{r^3} \sin\theta^* \quad [A. 43]$$

Y su módulo será:

$$\begin{aligned} B(r, \theta) &= \sqrt{B_r^2 + B_\lambda^2 + B_\theta^2} = \sqrt{B_r^2 + B_\theta^2} = K \frac{m}{r^3} \sqrt{\sin^2\theta^* + 4\cos^2\theta^*} \\ &= K \frac{m}{r^3} \sqrt{1 - \cos^2\theta^* + 4\cos^2\theta^*} = K \frac{m}{r^3} \sqrt{1 + 3\cos^2\theta^*} = K \frac{m}{r^3} \sqrt{1 + 3\sin^2\phi^*} \end{aligned} \quad [A. 44]$$

Si se considera un punto sobre la superficie de la Tierra en el Ecuador geomagnético, la ecuación A.44 quedaría como:

$$B(r, \theta) = K \frac{m}{R_T^3} = B_0 \quad [A. 45]$$

Este valor es denominado “constante geomagnética”, aunque depende del tiempo.

Con estas nociones previas, se pueden definir ya los conceptos de momento dipolar virtual (VDM) y momento dipolar virtual axial (VADM). El VDM es el momento magnético

asociado a un dipolo centrado e inclinado, es decir, el momento magnético m de la ecuación A.44. Despejando de esta ecuación obtenemos³:

$$VDM = m \text{ (para } n = 1) = \frac{4\pi}{\mu_0} \frac{FR^3}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi^*}} \left(\frac{r}{R}\right)^3 = \frac{4\pi FR^3 \sqrt{1 + 3\cos^2 I}}{2\mu_0} \left(\frac{r}{R}\right)^3 \quad [A. 46]$$

Con $R = 6371.2$ km el radio medio de la Tierra, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Vs/(Am) la permeabilidad magnética del vacío, ϕ^* la latitud geomagnética (ángulo complementario de la colatitud) e I la inclinación del campo magnético de la Tierra en el punto que consideremos. El último término $\left(\frac{r}{R}\right)^3$ es introducido como corrección para la altitud, ya que aunque las coordenadas son inicialmente geodéticas, estas ecuaciones están referidas a coordenadas geocéntricas.

Además, en un campo dipolar la relación entre la latitud geomagnética y la inclinación es:

$$\tan I = 2 \tan \phi^* \quad [A. 47]$$

Lo que justifica la igualdad establecida en A.46.

Por su parte, el momento magnético dipolar que informa sobre el dipolo axial, es decir, la proyección del dipolo inclinado sobre el eje de rotación de la Tierra, se denomina VADM y puede ser expresado a partir de A.46 cambiando la latitud geomagnética ϕ^* por la latitud geográfica ϕ , ya que en este caso ambas coinciden.

$$VADM = m \text{ (para } n = 1 \text{ y } m = 0) = \frac{4\pi}{\mu_0} \frac{FR^3}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi}} \left(\frac{r}{R}\right)^3 \quad [A. 48]$$

³ A partir de este momento se cambia la notación de B a F . Ambas informan de la intensidad del CMT.

Referencias

Freeden, W. y M. Schreiner (2009). *Spherical functions of mathematical geosciences: a scalar, vectorial, and tensorial setup* (Vol. 2). Springer.

Jacobs, J. A. (1991). *Geomagnetism* (Vol. 1). Academic Press.

Apéndice B

Aspectos Metodológicos

A continuación se indican los procedimientos seguidos en el capítulo 2 de este trabajo. Comenzaremos por definir la notación fundamental utilizada y seguidamente detallaremos los fundamentos de la computación de la contribución no dipolar propuesta en este estudio.

B.1. Notación Principal

Los modelos globales basados en análisis de armónicos esféricos (SHA), permiten calcular el momento dipolar (DM) y el dipolar axial (ADM) a partir de los primeros coeficientes de Gauss (ver Apéndice A para mayor información) como:

$$ADM = \frac{4\pi}{\mu_0} R^3 |g_1^0| \quad [B. 1]$$

$$DM = \frac{4\pi}{\mu_0} R^3 \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} \quad [B. 2]$$

Estos momentos magnéticos son denotados en este estudio como “reales” con el fin de distinguirlos de los momentos magnéticos virtuales, calculados a partir de datos paleomagnéticos.

Para una determinada localización (latitud y longitud geográfica), el momento dipolar viene determinado por las siguientes expresiones:

$$VADM_i = \frac{4\pi}{\mu_0} \frac{FR^3}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi}} \left(\frac{r}{R}\right)^3 \quad [B. 3]$$

$$VDM_i = \frac{4\pi}{\mu_0} \frac{FR^3}{\sqrt{1 + 3\sin^2\phi^*}} \left(\frac{r}{R}\right)^3 = \frac{4\pi FR^3 \sqrt{1 + 3\cos^2 I}}{2\mu_0} \left(\frac{r}{R}\right)^3 \quad [B. 4]$$

Donde $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Vs/(Am) es la permeabilidad magnética en el vacío, F es la intensidad del c.m.t en el punto de latitud ϕ y longitud λ , $\left(\frac{r}{R}\right)^3$ es un término de corrección que se establece al pasar de coordenadas geodésicas a geocéntricas asociado al radio⁴, R es el radio medio de la Tierra que comúnmente se establece en 6371.2 km e I es la inclinación asociada al

⁴ En realidad este término se obtiene directamente del desarrollo del potencial geomagnético y, por ser muy próximo a 1 ya que estamos considerando siempre datos a cota terrestre, se elimina normalmente.

c.m.t en el punto considerado. El subíndice i indica que se calcula para una localización (datos paleomagnéticos) en concreto, de ahí el término “virtual”.

En general, el cálculo del VADM/VDM no se establece en un único punto, sino que se presenta como un promedio (media aritmética) global o regional:

$$VADM = \sum_{i=1}^N VADM_i \quad [B. 5]$$

Siendo N el número de puntos con datos de la región seleccionada. De igual manera, se puede escribir una expresión análoga para el VDM.

Para la realización de diferentes test, utilizaremos datos sintéticos generados por modelos del c.m.t. En este caso, denotaremos por $VADM_S$ y VDM_S (el subíndice S indica sintético) a los momentos virtuales obtenidos a partir de los datos sintéticos. La ventaja es que podemos seleccionar el orden (y el grado) de contribución del desarrollo armónico del c.m.t. para el cálculo del dato sintético. Por ejemplo, podemos considerar el caso en el que sólo existe la contribución dipolar. Así, sintetizaríamos los datos de intensidad F e inclinación I a partir de los coeficientes de primer orden del modelo empleado y, si calculamos el $VADM_S$ y VDM_S promediando en todo el globo, obtendríamos que:

$$VDM_S = DM \quad [2.6]$$

Mientras que si sintetizamos F a partir únicamente del primer coeficiente del desarrollo en armónicos esféricos ($n=1$ y $m=0$), el resultado sería:

$$VADM_S = ADM \quad [2.7]$$

Así podríamos estudiar cuál es la influencia de los diferentes términos no dipolares del c.m.t, que están asociados a los coeficientes con $n>1$ del SHA, en la computación del $VADM_S$ y VDM_S .

B.2. Contribución no dipolar. Fundamentos.

Si la asunción básica que se realiza en el cómputo del VADM y VDM es correcta y el campo es, en promedio, dipolar, entonces la contribución asociada a la parte no dipolar sería nula, por lo que:

$$VADM = ADM \quad [B. 6]$$

$$VDM = DM \quad [B. 7]$$

El procedimiento que seguiremos para comprobarlo será la síntesis de datos (F e I) a partir de diferentes modelos globales. Estos valores del c.m.t serán obtenidos a partir de todos los coeficientes de Gauss, con lo que conseguiremos una contribución no dipolar presente, al igual que en los propios datos paleomagnéticos a partir de los cuales se calcula el VADM y

VDM (ecuaciones B.3 y B.4). Luego, determinaremos el ADM y DM a través de los primeros coeficientes del modelo utilizado, siguiendo las ecuaciones B.1 y B.2.

El interés de esta parte del trabajo radica en la cuantificación de la contribución no dipolar axial, es decir, la contribución de los términos no dipolares axiales que no son promediados globalmente y que, por tanto, no cumplirían la asunción básica de la computación de los momentos magnéticos virtuales. Así:

$$M_{nda} = VADM_S - ADM \quad [B.8]$$

Donde M_{nda} es el momento asociado a la contribución no dipolar axial. Como en anteriores ocasiones, una expresión análoga puede ser obtenida para el VDM.

2.3. B.2.1. Estimación de la contribución no dipolar en el periodo de 1900 a 2010 a partir de datos sintéticos

A continuación, se estudia el comportamiento dipolar junto con el no dipolar calculado en la superficie de la Tierra con el método propuesto en este trabajo. El resultado se muestra en la Fig. B.1. La conjunción de ambas contribuciones es lo que verdaderamente nos da una información completa del c.m.t.

Para obtener este valor de contribución dipolar calculamos, a partir de los primeros tres coeficientes del modelo IGRF-11, el DM (ecuación B.2), y lo representamos junto con la contribución no dipolar (calculada a partir de la ecuación 2.2) mostrada en la Fig. 2.1.

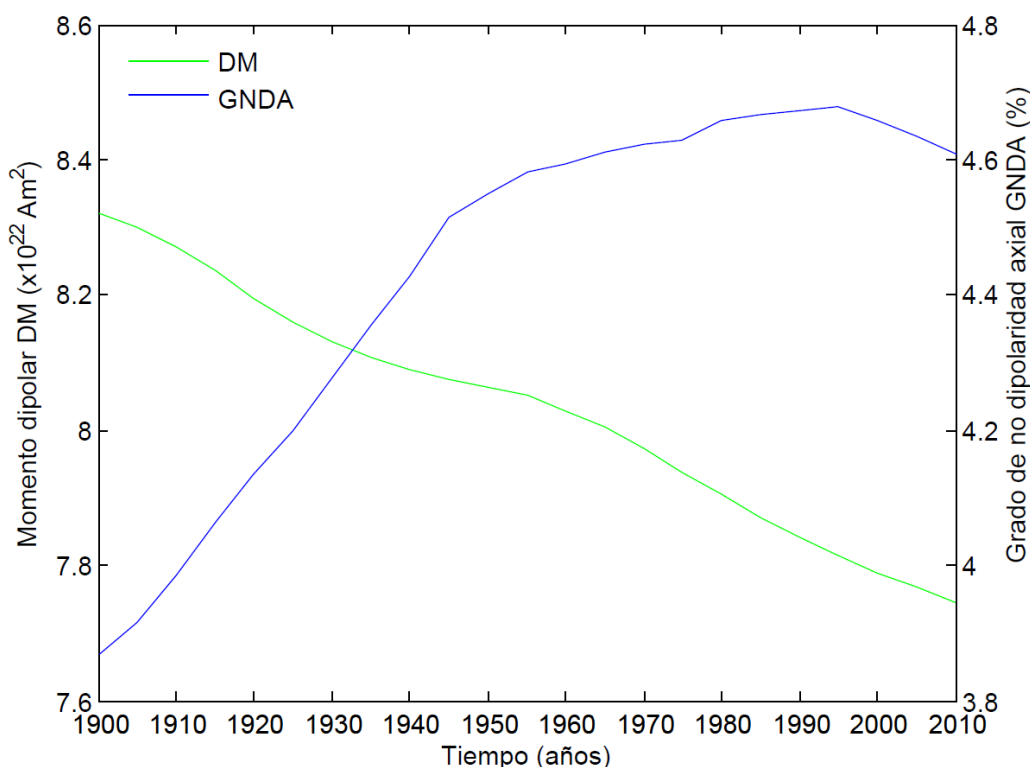


Fig. B.1. Momento dipolar (verde) computado a partir de la ecuación B.1 y contribución no dipolar axial (azul) a partir del modelo global IGRF-11

En la Fig. B.1, se puede observar cómo en los últimos años el campo parece haber reducido la contribución dipolar y aumentado la no dipolar, salvo a partir del año 1990, donde parece que la no dipolar sufre un ligero decrecimiento, mientras que la dipolar sigue su descenso. Sin embargo, nos podemos preguntar si esta disminución de la contribución dipolar y el aumento de la contribución no dipolar son suficientemente importantes como para producir una inversión a largo plazo del c.m.t (cita). Para responder a esta pregunta es fundamental conocer el comportamiento del c.m.t en el pasado. Por esa razón llevar a cabo este mismo procedimiento con modelos obtenidos a partir de bases paleomagnéticas es fundamental, a pesar de estar influidos por la falta de homogeneidad en las mismas, ya que nos permiten la extensión del comportamiento del c.m.t hacia el pasado, hacia los últimos 3000 años (período donde hay más datos), pero podemos llegar hasta 6000 a.C. con la base de datos de Bulgaria (cita) ó 12 000 a.C., si incluimos datos provenientes de coladas volcánicas.

Apéndice C

Figuras adicionales

Este apéndice ha sido concebido con el fin de complementar la información que en el trabajo se desarrolla a partir de figuras ilustrativas pero no fundamentales para entender el presente estudio.

Suavizado dado por los datos sedimentarios:

A modo de ejemplo, en la Fig. C.1, se muestra la evolución de la intensidad del CMT esperada en Madrid a partir de modelos regionales (Pavón Carrasco et al. 2009, 2010). El comportamiento aparentemente diferente que se observa antes y después del año 1000 a.C. es debido a que el modelo SCHA.DIF.3K (valido para los últimos 3000 años) está basado exclusivamente en datos arqueomagnéticos, mientras que el modelo SCHA.DIF.8K incorpora también datos sedimentarios.

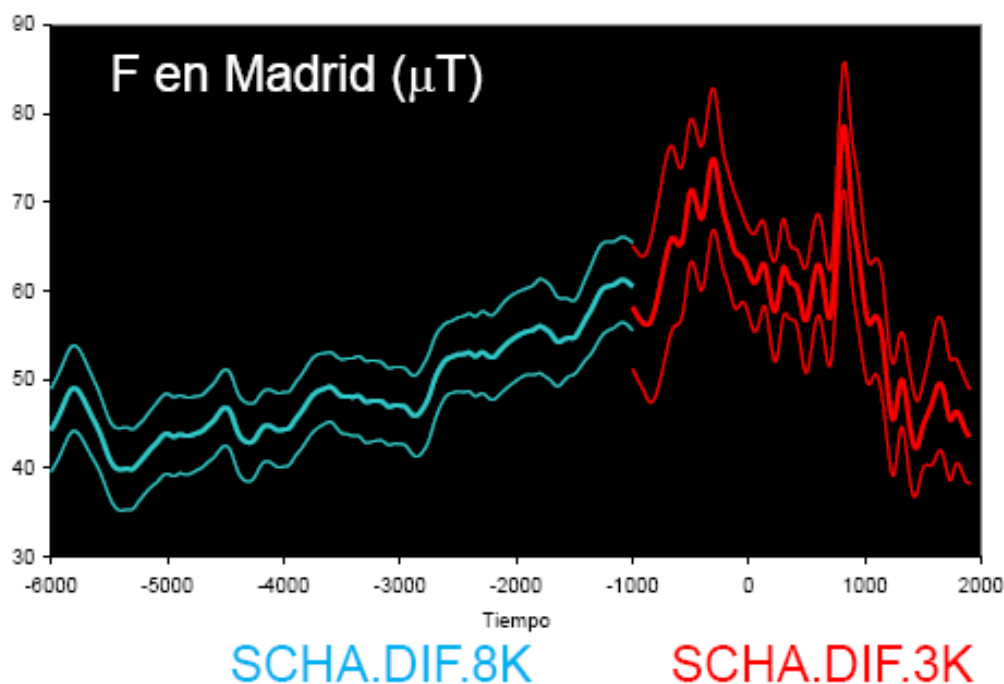


Fig. C.1. Curva de intensidad centrada en Madrid. En **rojo** se observa la intensidad sintetizada a partir del modelo regional SCHA.DIF.3K (Pavón-Carrasco et al., 2009), basado exclusivamente en datos arqueomagnéticos. En **cian** se muestra la intensidad sintetizada a partir del modelo regional SCHA.DIF.8K (Pavón-Carrasco et al., 2010), que comprende tanto datos sedimentarios como arqueomagnéticos. Obsérvese el suavizado que se produce entre el año 6000 a.C. y 1000 a.C. debido al empleo de los datos sedimentarios. Este comportamiento se debe al suavizado que presentan este tipo de datos, debido al proceso de remanencia que poseen, que puede ser deposicional o post-deposicional (para más información consultar el capítulo 3 del Butler, 1998).

Estado actual del CMT:

Como ejemplo del comportamiento del CMT actual, obtenido a partir del IGRF de última generación, el IGRF-11 (Finlay et al., 2010), se muestra en la Fig. C.2 un mapa de las isolíneas asociadas con la declinación, la inclinación y la intensidad del CMT, denotadas respectivamente como isógonas, isóclinas e isodinámicas.

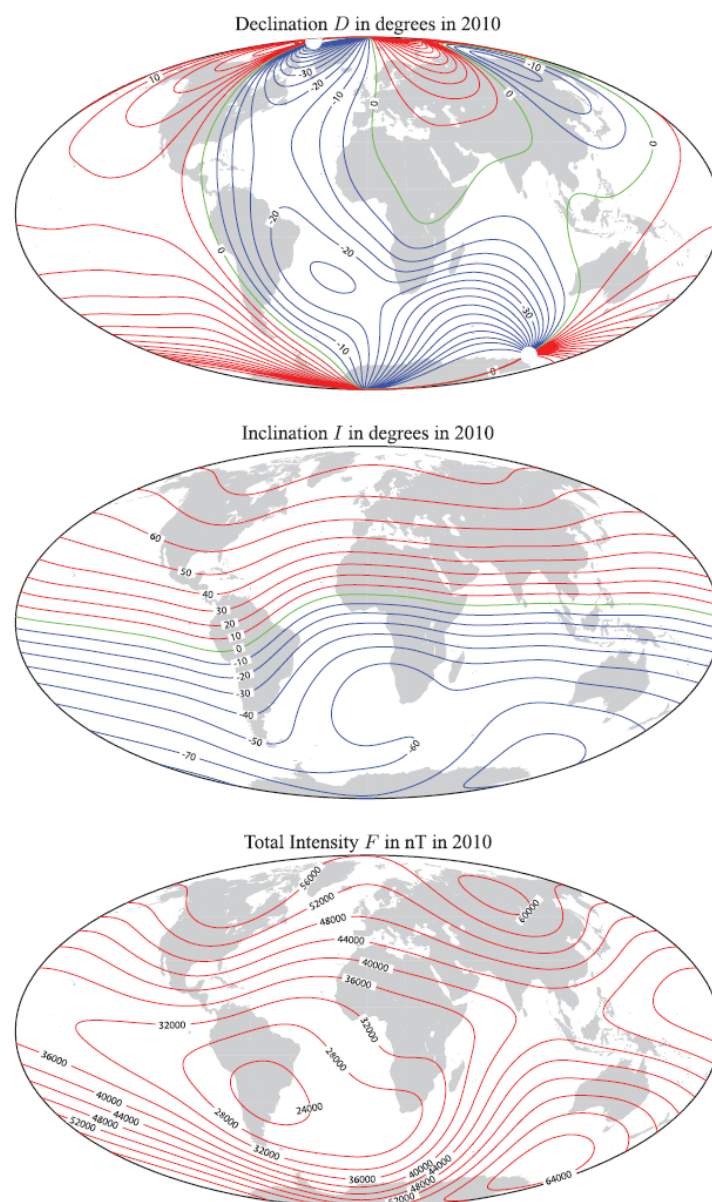


Fig. C.2. Mapas de la declinación magnética D (arriba, en unidades de grados), inclinación I (en el medio, en unidades de grados) y la intensidad total F (abajo, en unidades de nT) sobre la superficie terrestre en el año 2010.0 obtenidos a partir del nuevo modelo de campo IGRF-11. La proyección empleada es la de Mollweide, la línea de cero es mostrada en verde, los contornos positivos en rojo y los negativos en azul. **Fuente:** Finlay et al. (2010).

El CMT en los últimos 3000 años:

En la Fig. C.3 se puede observar la evolución de diferentes curvas de los elementos geomagnéticos (D , I , F) centradas en distintas regiones del globo para los últimos 3000 años según diferentes modelos del CMT.

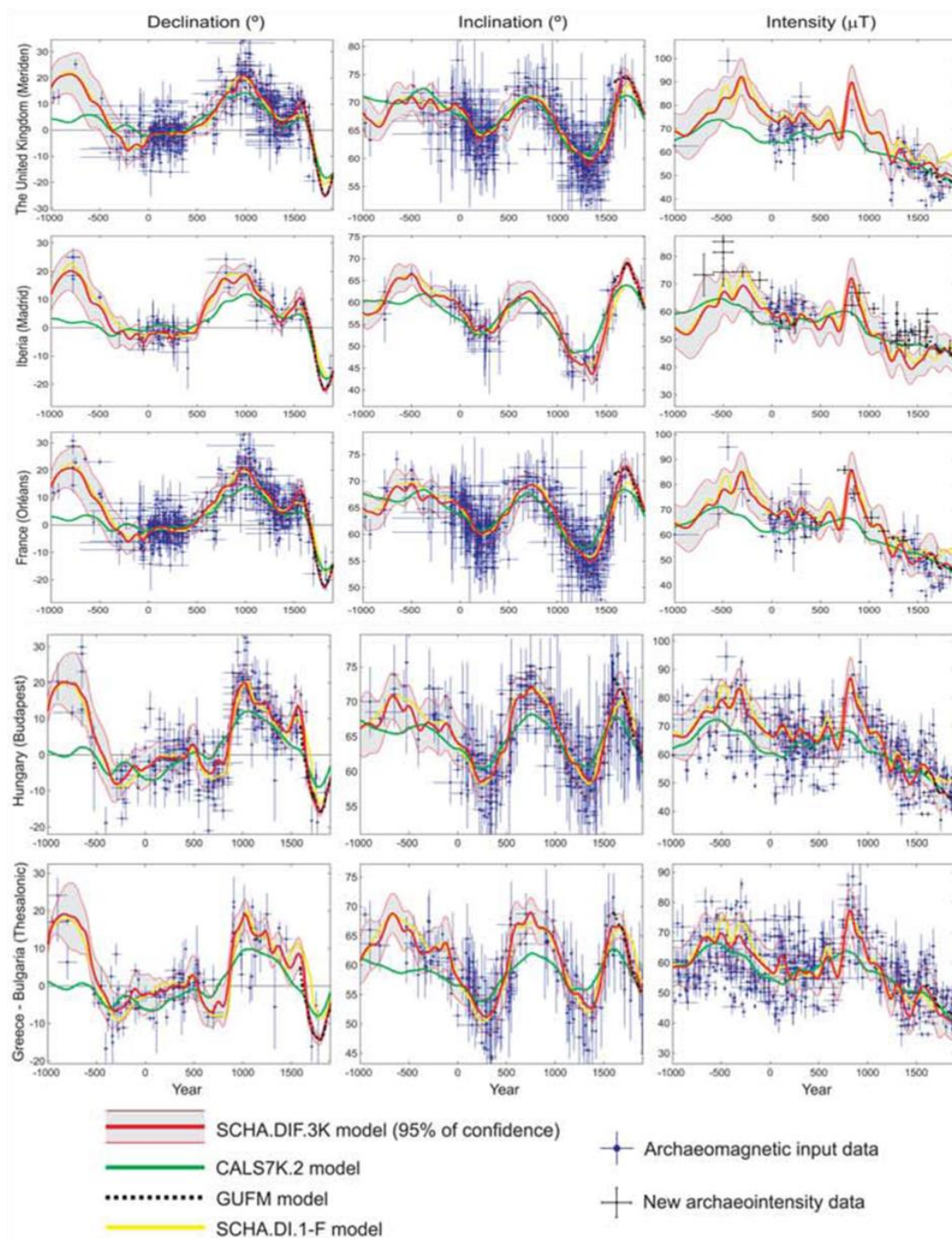


Fig. C.3. Comparación de curvas de (izquierda) declinación, (centro) inclinación y (derecha) intensidad dadas por diferentes modelos globales y regionales, centrados en diferentes localizaciones: (de arriba abajo) Reino Unido, Iberia, Francia, Hungría, Grecia-Bulgaria. **Fuente:** Pavón-Carrasco et al. (2009).

Momento dipolar y momento dipolar virtual (axial) global en el último siglo:

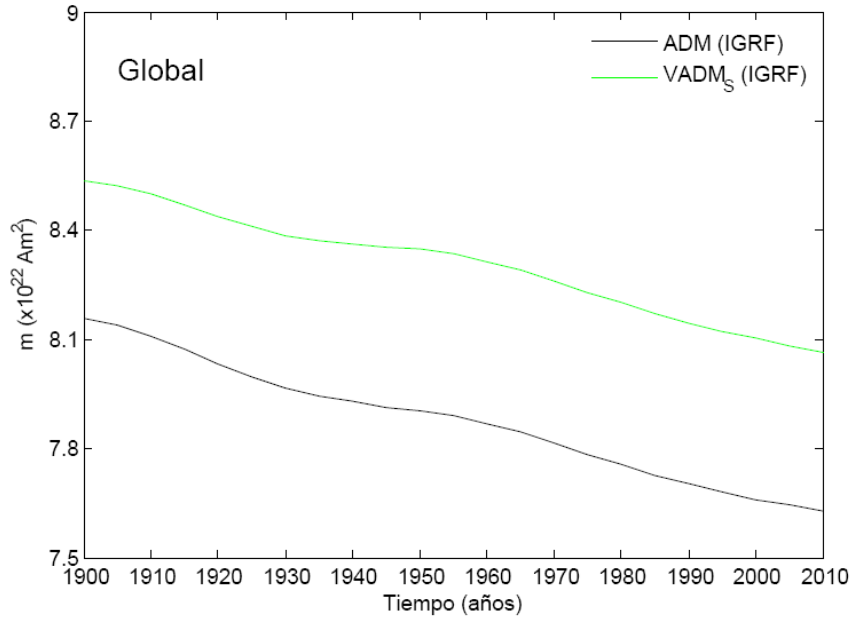


Fig. C.4. VADM_S global (Am²; **verde**) y ADM (Am²; **negro**), calculados a partir del IGRF-11 (ecuaciones B.3 y B.1, respectivamente) desde 1900 hasta el 2010.

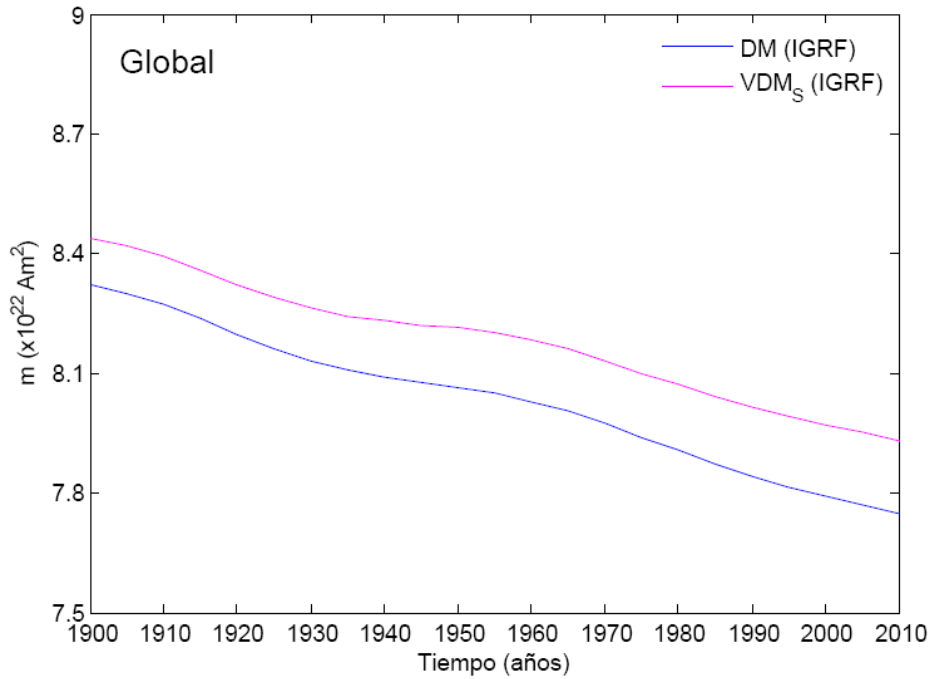


Fig. C.5. VDM_S global (Am²; **magenta**) y DM (Am²; **azul**), calculados a partir del IGRF-11 (ecuaciones B.4 y B.2, respectivamente) desde 1900 hasta el 2010.

En la Fig. C.4, el VADM_S se ha obtenido a partir de una malla homogénea global, por lo que la diferencia existente entre este valor y el ADM (ecuación B.1) se debe, como vimos en el capítulo 2, a la contribución no dipolar de términos no nulos en el promedio global (aproximadamente 4%). La Fig. C.2 muestra la escasa diferencia entre el VDM_S y el DM (ecuación B.2).

Momento dipolar y Grado de no dipolaridad axial en el último siglo:

Para obtener este valor de contribución dipolar calculamos, a partir de los primeros tres coeficientes del modelo IGRF-11, el DM (ecuación B.2), y lo representamos junto con la contribución no dipolar previamente mostrada en la Fig. 2.1.

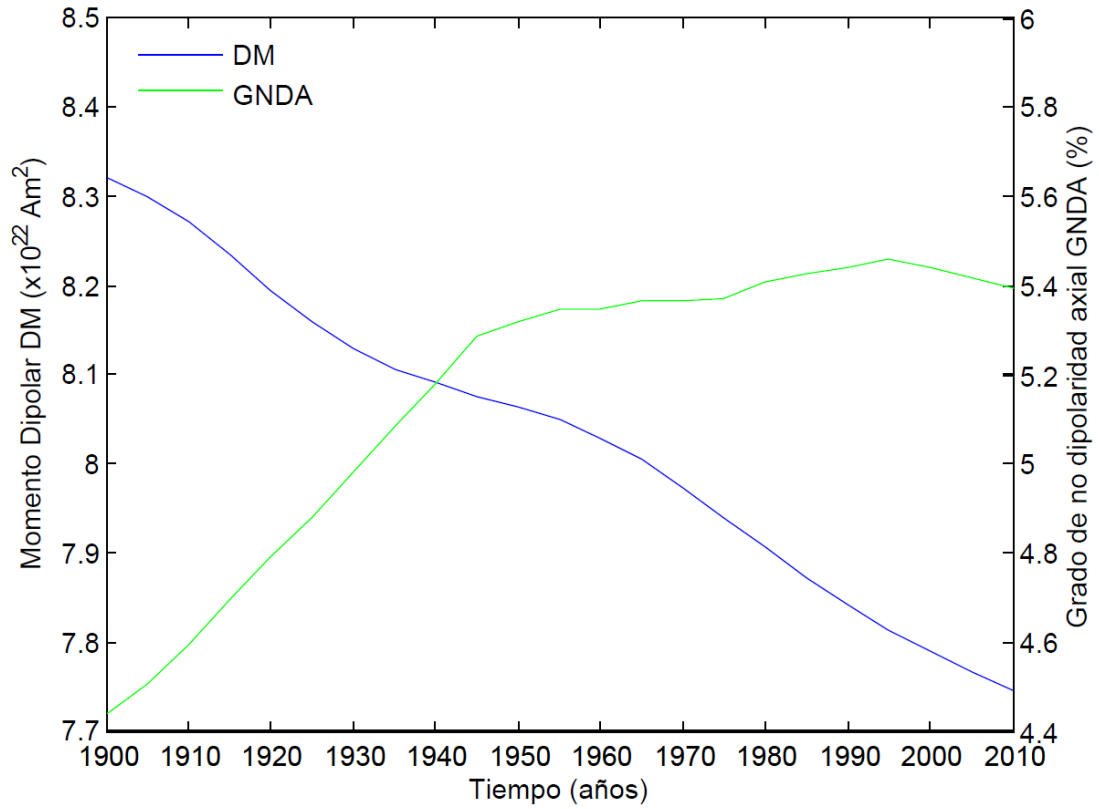


Fig. C.6. Momento dipolar (verde) computado a partir de la ecuación B.2 y contribución no dipolar (azul) a partir del modelo global IGRF-11

En la Fig. C.6, se puede observar cómo en los últimos años el campo parece haber reducido la contribución dipolar y aumentado la no dipolar.

Evolución de Europa y Sudamérica para el último siglo. Cálculo de VADM y VDM para distintos grados del SHA

Europa:

El resultado se muestra en la Fig. C.8. Como se puede observar, a partir del grado $n=5$ el comportamiento del momento dipolar apenas varía, mientras que con la síntesis de datos hasta $n=2$ (dipolo y cuadrupolo) y hasta $n=3$ (dipolo, cuadrupolo y octupolo) la variación experimentada por el momento dipolar es notable.

Para comprobar si son realmente los términos con $n=2$ (cuadrupolo) y con $n=3$ (octupolo) los que más afectan al campo magnético de la zona europea en la época actual, vamos a sintetizar datos de intensidad e inclinación eliminando los coeficientes correspondientes a dichas contribuciones. Así, primero sintetizaremos la intensidad e inclinación para todos los puntos de la malla europea con todos los coeficientes del IGRF-11 desde $n=1$ hasta $n=13$ sin el g_2^0 (el primer coeficiente, y el más importante, de la contribución cuadrupolar). Repetimos el proceso pero esta vez sin el cuadrupolo completo ($n=2$), y finalmente, sin el cuadrupolo y sin el octupolo (desde $n=2$ hasta $n=3$). Obtenemos de esta forma la Fig. C.7. Observemos cómo, efectivamente, son estos términos no dipolares los que más afectan a la región europea en la época actual, ya que si los eliminamos recuperamos la tendencia del momento dipolar global (ver Figs. C.4 y C.5).

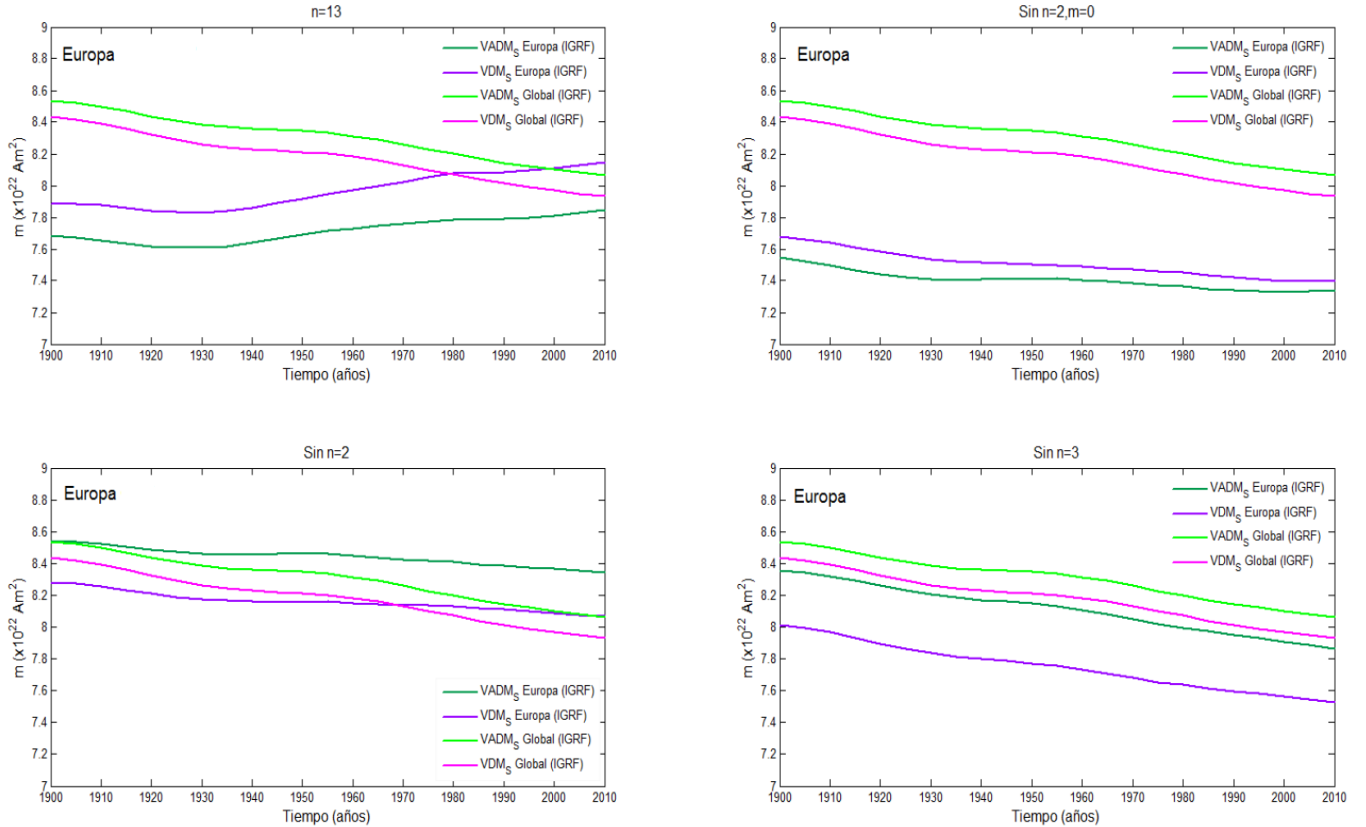


Fig. C.7. VADM_S (Am^2 ; **verde oscuro**) y VDM_S (Am^2 ; **morado**) en Europa (ver Fig. 3.2) calculados a partir de datos sintéticos determinados con el modelo IGRF-11: (a) Con todas las contribuciones hasta el grado $n=13$; (b) Con todas las contribuciones menos la ($n=2, m=0$); (c) Con todas las contribuciones menos la de $n=2$ (cuadrupolo) y (d) Con todas las contribuciones menos la $n=2$ (cuadrupolo) y $n=3$ (octupolo). Además se representan las curvas de VADM_S (Am^2 ; **verde**) y VDM_S (Am^2 ; **magenta**) considerando una malla homogénea global.

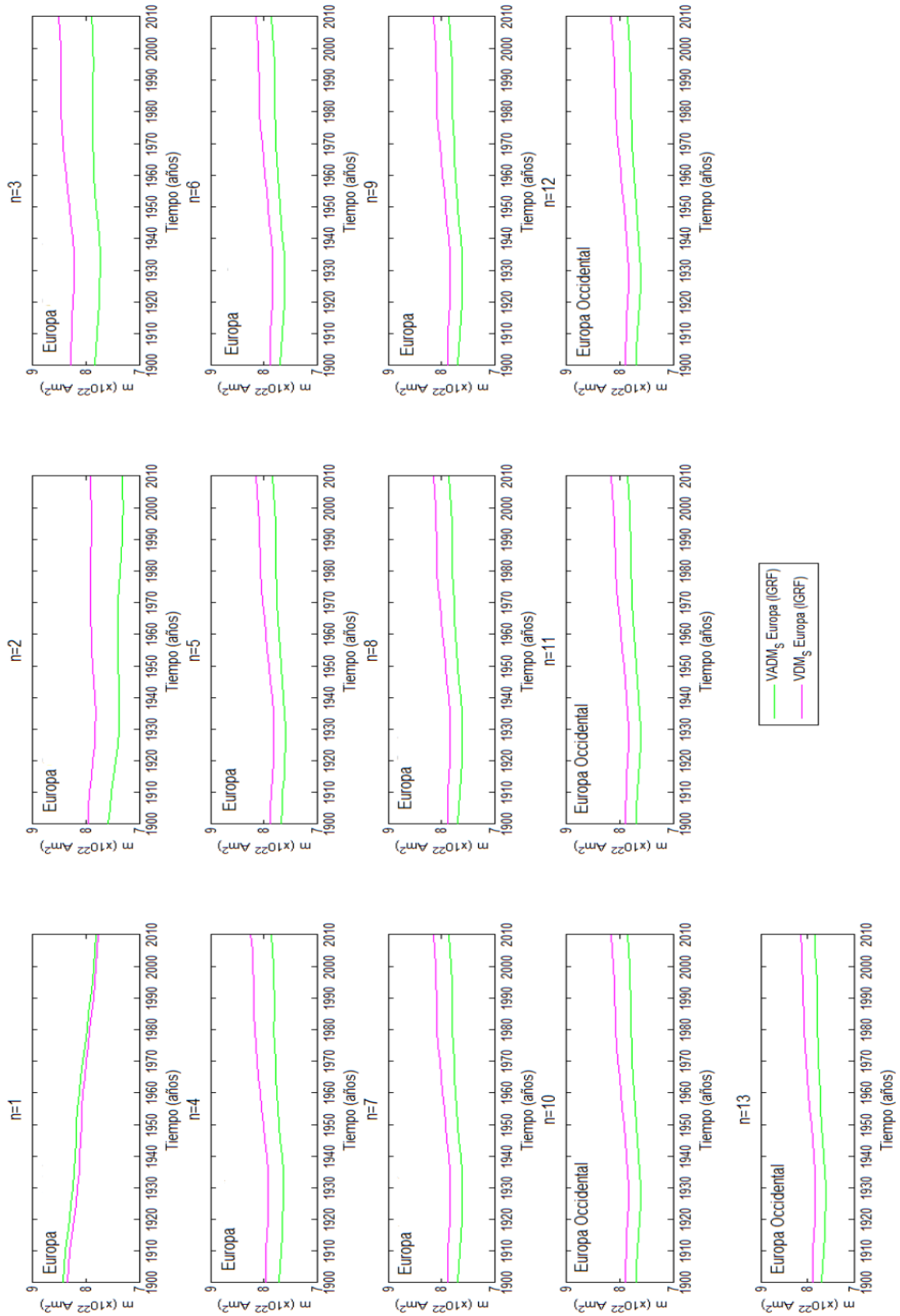


Fig. C.8. VADM_S (Am²; verde) y VDM_S (Am²; magenta) en la región de Europa (ver Fig. 3.2). De arriba abajo y de izquierda a derecha se muestran las curvas para datos sintetizados desde $n=1$ hasta $n=3$ a partir del modelo global.

Sudamérica:

Repetimos un procedimiento similar pero centrando nuestro estudio en la región de Sudamérica (ver Fig. 3.2). Así obtenemos de nuevo que el término más influyente es el cuadrupolar que, en este caso, se podrá relacionar con la anomalía del Atlántico Sur, responsable del comportamiento anómalo de esta región del globo.

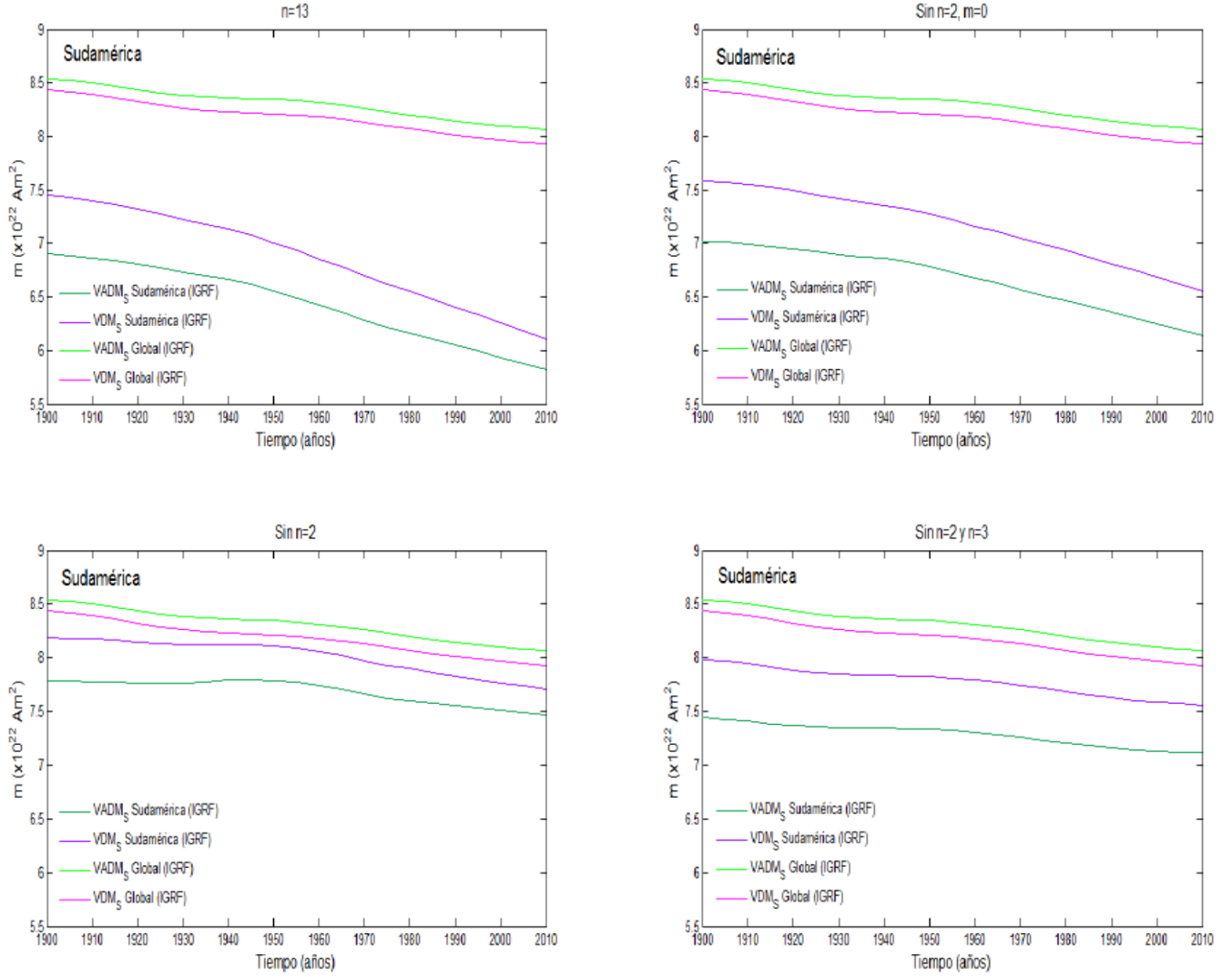


Fig. C.9. $VADM_S$ (Am^2 ; **verde oscuro**) y VDM_S (Am^2 ; **morado**) en Sudamérica (ver Fig. 3.2) calculados a partir de datos sintéticos determinados con el modelo IGRF-11: (a) Con todas las contribuciones hasta el grado $n=13$; (b) Con todas las contribuciones menos la ($n=2, m=0$); (c) Con todas las contribuciones menos la de $n=2$ (cuadrupolo) y (d) Con todas las contribuciones menos la $n=2$ (cuadrupolo) y $n=3$ (octupolo). Además se representan las curvas de $VADM_S$ (Am^2 ; **verde**) y VDM_S (Am^2 ; **magenta**) considerando una malla homogénea global.

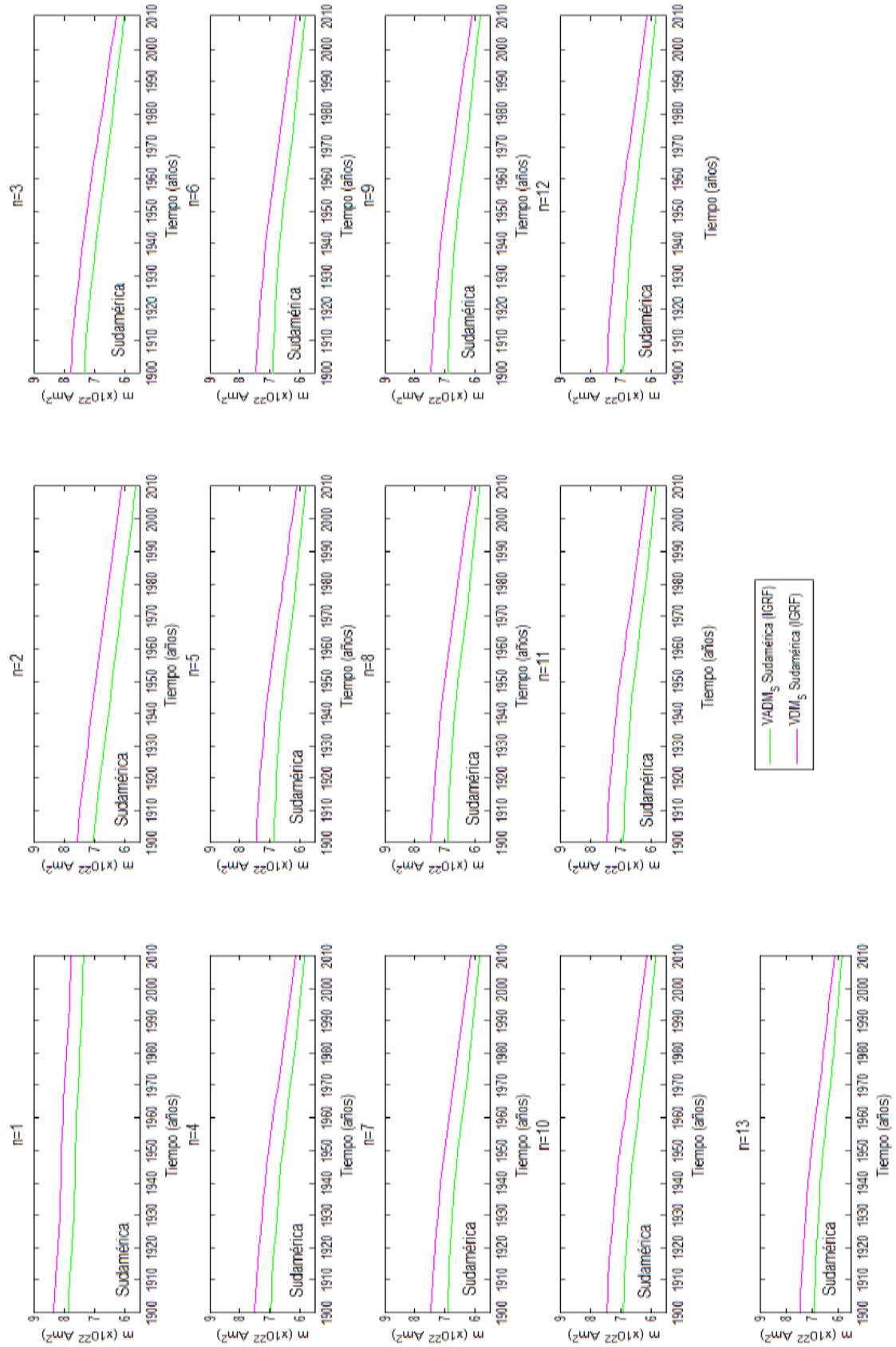


Fig. C.10. $VADM_S$ (Am^2 ; verde) y VDM_S (Am^2 ; magenta) en la región de Sudamérica (ver Fig. 3.2). De arriba abajo y de izquierda a derecha se muestran las curvas para datos sintetizados desde $n=1$ hasta $n=3$ a partir del modelo global.

Nuevo esquema de regionalización de primer orden (Genevey et al., 2008):

El objetivo es comprobar lo que ocurre si en lugar de tener la regionalización de la Fig. 3.4 (Genevey et al., 2008), tuviéramos la región de Eurasia Occidental agrupada en una única zona (Fig. C.11). El resultado se muestra en la Fig. C.12.

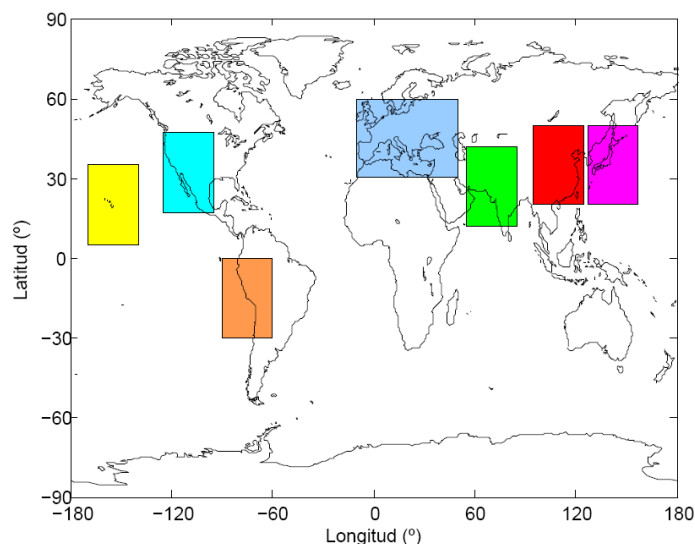


Fig. C.11. Distribución espacial de los datos, adaptada de Genevey et al. (2008). Los rectángulos muestran las diferentes regiones seleccionadas: (**azul**) Europa (latitud entre 30°N y 60°N, longitudes entre 10°W y 20°E) y Europa Central y Oriente Próximo (latitudes entre 30°N y 60°N, longitudes entre 20°E y 50°E); (**verde**) Asia Central (latitudes entre 12°N y 42°N, longitudes entre 55°E y 85°E); (**rojo**) Eurasia Oriental (China; latitudes entre 20°N y 50°N, longitudes entre 95°E y 125°E); (**magenta**) Lejano Oriente (Japón; latitudes entre 20°N y 50°N, longitudes entre 127°E y 157°E); (**amarillo**) Pacífico (Hawái; latitudes entre 5°N y 35°N, longitudes entre 190°E y 220°E); (**cian**) Parte Sudoeste de Norte América (latitudes entre 17°N y 47°N, longitudes entre 235°E y 265°E); (**naranja**) Parte Noroeste de Sudamérica (Perú; latitudes <0°, longitudes entre 270°E y 300°E).

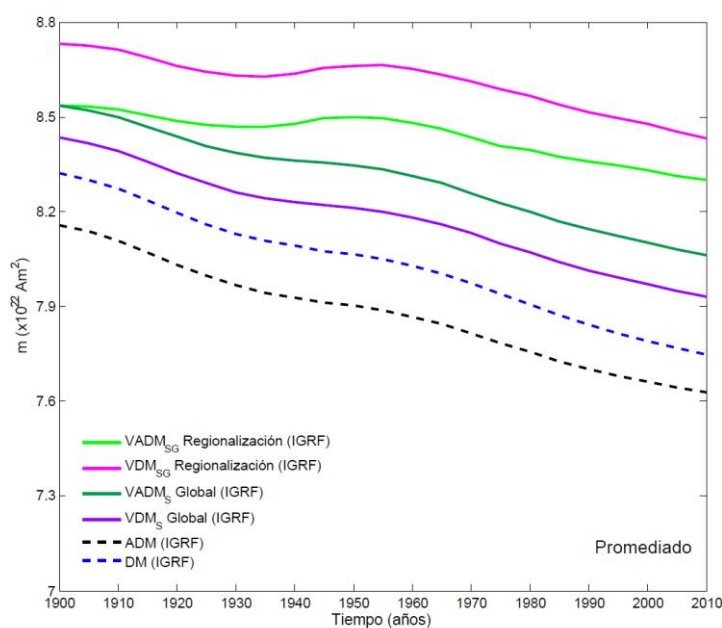


Fig. C.12. $VADM_{SG}$ (**verde oscuro**) y VDM_{SG} (**morado**) globales obtenidos a partir de datos sintéticos, logrados gracias al IGRF-11, siguiendo el método propuesto por Genevey et al. (2008) en las regiones mostradas en la Fig. C.11. Además se representan las curvas de $VADM_S$ (Am^2 ; **verde**) y VDM_S (Am^2 ; **magenta**) considerando una malla homogénea global, y las curvas de ADM (**negro**) y DM (**azul**).

Como se comprueba, el resultado no sólo no mejora sino que claramente empeora con respecto al de la Fig. 3.5, ya que el momento dipolar obtenido sigue presentando un comportamiento análogo al propio de la región europea, pero además en esta ocasión el valor es, de media, $0.1 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ mayor que el logrado cuando las mallas europeas estaban separadas, y que a su vez era $0.5 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ mayor que los valores de momento dipolar global esperados, también de media.

